.06 (43.91)
C
American Museum of Natural History Library

American Museum of Natural History Library

LIBRARY
OF THE
AMERICAN MUSEUM
OF NATURAL HISTORY

MITTEILUNGEN

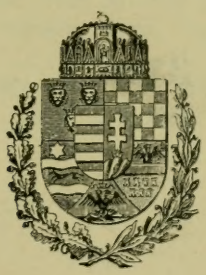
AUS DEM

JAHRBUCHE DER KGL. UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

XXI. BAND.

MIT 24 TAFELN.

Übertragungen aus den ungarischen Originalen.



Herausgegeben von der dem königlich ungarischen Ackerbauministerium unterstehenden
königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt.

BUDAPEST.

BUCHDRUCKEREI DES FRANKLIN-VEREINS.

1913—1915.

55.06(43.9)

Für Form und Inhalt der Mitteilungen sind die Verfasser verantwortlich.

3186
APR 2 8 1959

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

1. *Aladár Vendl:* Mineralogische Untersuchung der von Dr. Aurel Stein in Zentralasien gesammelten Sand- und Bodenproben (Mit den Tafeln I—II) (Juni 1913) ... 1
2. *Carl Renz:* Die Entwicklung des Juras auf Kephallenia (Tafel III) (1913) 39
3. *M. E. Vadász:* Liasfossilien aus Kleinasien (Tafel IV) (Juli 1913) ... 57
4. *Béla Zalányi:* Miozäne Ostrakoden aus Ungarn (Tafel V—IX) (1913) ... 83
5. *Viktor Vogl:* Die Paläodyas von Mrzla-Vodica in Kroatien (Dezember 1913) 153
6. *Béla Mauritz:* Die Eruptiogesteine des Mecsekgebirges (Komitat Baranya) (Tafel X) (Dezember 1913) ... 169
7. *St. J. Bolkay:* Additions to the fossil herpetology of Hungary from the pannonian and praeglacial periode (Tafel XI—XII) (Dezember 1913) ... 217
8. *Johann Tuzson:* Beiträge zur fossilen Flora Ungarns (Tafel XIII—XXI) (Jänner 1914) ... 231
9. *Sigmund v. Szentpétery:* Beiträge zur Petrographie Zentralasiens (Tafel XXII—XXIV) (Feber 1915) ... 263

1.

MINERALOGISCHE UNTERSUCHUNG DER VON Dr AUREL STEIN IN ZENTRALASIEN GESAMMELTEN SAND- UND BODENPROBEN.

VON

Dr. ALADÁR VENDL.

MIT II TAFELN UND 4 TEXTFIGUREN.

Juni 1913

Herr Professor Dr. Ludwig v. Lóczy, Direktor der kgl. ungar. geol. Reichsanstalt, betraute mich mit der mineralogisch-petrographischen Untersuchung der von Dr. Aurel Stein in Zentralasien gesammelten Sand- und Bodenproben, für welchen ehrenvollen Auftrag ich auch an dieser Stelle meinen aufrichtigsten Dank ausspreche.

Die mir zur Untersuchung vorliegenden Proben wurden von Dr. Aurel Stein gelegentlich seiner Expeditionen in Zentralasien in den Jahren 1906—1908 gesammelt u. zw. in Chinesisch-Turkestan und im Gebiete von Kanchou, hauptsächlich in der Gegend des Tarimflusses, in der Umgebung von Khotan, in der Sandwüste Takla-makan, in der Umgebung des Lobnor und in dem westlich davon liegenden Gebiete bis Kanchou.

Behufs bequemerer Orientierung füge ich eine Übersichtskarte dieses Gebietes bei, auf welcher die Fundorte der Sand- und Bodenproben durch Zahlen angedeutet sind. Diese Zahlen stimmen mit den von Dr. Aurel Stein zur Bezeichnung der Proben verwendeten Zahlen überein.

Von den mit 1—73 bezeichneten Proben wählte ich möglichst solche zur Untersuchung, welche von verschiedenen Punkten stammen, so daß die untersuchten Sand- und Bodenproben möglichst das ganze auf der Karte bezeichnete Gebiet umfassen.

Die Proben wurden mit den bekannten petrographischen Methoden untersucht. Vor allem war ich bestrebt, die Körner mit der Thoulet-Lösung dem spezifischen Gewicht nach in Partien zu sondern. So sonderte ich sämtliche Proben auf diese Weise in zwei Partien, eine mit geringerem spezifischen Gewicht als 2·80, vorwiegend aus Quarz bestehende und eine schwerer als 2·80. Häufig ging dieser Sonderung eine Schlemmung zwecks Sonderung der Colloidstoffe voran oder mußte, falls die Körner sandsteinartig verkittet waren, zuerst die Kittsubstanz mit Salzsäure gelöst werden.

Aus der mittels Thouletscher Lösung gesonderten schwereren Partie entfernte ich den eventuellen Magnetit mit einem starken Magneteisen. Die so gewonnenen Teile wurden sodann mikroskopisch untersucht. Die Körner wurden nicht in Kanadabalsam eingebettet, sondern in

einer sich rasch verflüchtigenden Flüssigkeit von bekanntem Brechungsexponenten, meist Benzol, im Uhrglase untersucht. War die Bestimmung in dieser Weise nur unvollkommen möglich, so wurde nach Verflüchtigung des Benzols das auf dem Tischchen des Mikroskops eingestellte Körnchen im Notfalle mit Hilfe eines angefeuchteten spitzigen Weichholzstäbchens isoliert und auf dem Objektträger gesondert weiter untersucht. Häufig erwies es sich als zweckmäßig, das näher zu untersuchende Korn zu zerdrücken, besonders wenn die Oberfläche desselben stark abgeschliffen und poliert war, zwecks besserer Beobachtung der Spaltbarkeit, der Interferenzfarben und des Achsenbildes. Oft war es notwendig, den Brechungsexponenten des Körnchens — wenigstens annähernd — zu bestimmen, wozu ich die von SCHROEDER VAN DER KOLK empfohlenen Flüssigkeiten benützte; in dieser Weise war — durch Beobachtung der BECKEschen Linie — der mittlere Brechungsexponent der Körner leicht bestimmbar. Auch die übrigen optischen Eigenschaften wurden in der gewohnten Weise bestimmt.

Die annäherungsweise Bestimmung der optischen Konstanten ist auch nur in weiten Grenzen möglich, da die mineralische Zusammensetzung eines solchen Gesteins ganz mosaikartig ist und in einer Probe auch mehrere Varietäten ein und derselben Mineralspezies vorhanden sind. Hieraus ist zu erklären, daß z. B. die Extinktion der unter den gleichen Namen zusammengefaßten Minerale in so weiten Grenzen variiert, wie z. B. die maximale Extinktion bei den unter dem Namen grüne Amphibole zusammengefaßten Varietäten.

Zur Charakterisierung der Plagioklase beobachtete ich nur die an der Zwillingsriefung gemessene Extinktion. Obwohl sich auf diese Weise wenig erreichen läßt, genügt dies doch unserem Zweck vollkommen, da für eine eingehendere Untersuchung die gefundenen sehr wenigen Plagioklaskörner ohnehin nicht ausreichen; um die einzelnen Plagioklasarten einzeln zu charakterisieren, wäre ein größeres Material vonnöten.

Häufig war zur Ergänzung der auf optischem Wege gemachten Beobachtungen die chemische, bezw. mikrochemische Reaktion notwendig, wozu ich die in der Petrographie bekannten Reaktionen benützte, so z. B. zum Nachweis von Phosphor im Apatit die STRENGsche Ammoniummolybdophosphat-Reaktion, zum Nachweis von Titan die SCHÖNASche, von Zirkon die MICHEL-LÉVY-BOURGEOISSche Reaktion etc.

Die Menge der einzelnen Proben war sehr gering, das Maximum 2—3 cm^3. In dieser geringen Masse konnten von den selteneren Mineralien selbstverständlich häufig nur ein-zwei Körner bestimmt werden.

Die einzelnen Körner sämtlich gesondert zu bestimmen ist un-

möglich, ebendeshalb mußte ich bei der Untersuchung von der Bestimmung der allerkleinsten Splitter, welche beinahe unausführbar ist, absehen.

Die Resultate der Untersuchung der einzelnen Proben fasse ich in folgendem kurz zusammen:

Sandprobe Nr. 1. (Sand from dune 5 m. N. of C. 122. 16. XII. 06. Desert N. of Lop-nor.)

Die Probe besteht größtenteils aus unregelmäßig verästelten kalkkonkretionartigen größeren — bis zu ½ cm großen Gebilden, welche in Salzsäure heftig brausen und einen weißlichen Rückstand ergeben, welcher überwiegend aus kantigen farblosen Quarzkörnern besteht; jedoch finden sich in diesen konkretionartigen Gebilden auch zahlreich mit graulichtrüben und roten Interpositionen gefüllte Quarzkörner. Außer Quarz ist in dem mit Salzsäure behandelten Rückstand viel Muskovit und Biotit vorhanden; Chlorit findet sich nur vereinzelt in rundlichen, schwarze opake Einschlüsse führenden Schuppen.

Amphibol ist in den konkretionartigen Gebilden viel weniger enthalten als Muskovit; die Körner desselben sind bedeutend kleiner als die Amphibole des losen Sandes und überwiegend grüne Amphibole mit Pleochroismus γ = dunkelbläulichgrün, $\perp\gamma$ = blaßgelblichgrün. Maximale Extinktion[1] 18°—20°; in noch geringerer Menge finden sich braune Amphibole: γ = dunkelbraun, $\perp\gamma$ = blaß gelblichbraun, maximale Extinktion 11—12°.

Die Bindesubstanz dieser kleinen konkretionartigen Körper löst sich in Salzsäure nicht vollständig, so daß die Körnchen nicht auseinanderfallen, jedoch sehr leicht zu zerdrücken sind. Die Bindesubstanz enthält außer Kalziumkarbonat auch Kieselsäure.

Außer diesen Gebilden besteht die Probe aus ziemlich abgeschliffenen Sandkörnern; die größeren derselben sind beinahe völlig abgerundet. Die Größe der kleineren Körner beträgt durchschnittlich 0·09—0·20 mm, unter den Quarzkörnern finden sich jedoch auch zahlreich gröbere — 0·50—1·00 mm große — Körner.

Die kleinen Quarzkörner sind überwiegend farblos, es kommen jedoch auch zahlreiche, mit roten und schwarzen Interpositionen gefüllte, sowie fleckig auslöschende graue Körner vor. An einem der letzteren, welches sich wie ein homogenes Aggregat verhielt, beobachtete ich an der Oberfläche angewachsene kleine Chloritschüppchen.

Amphibole[2] überwiegend γ = dunkelbläulichgrün, $\perp\gamma$ = blaß-

[1] Hier und im folgenden werden stets die beobachteten Maximalwerte angeführt.

[2] Die Reihenfolge wählte ich derartig, daß die in größter Menge vorhandenen

gelblichgrün, Extinktion 19—20°. Auch braune Amphibole sind häufig: γ = dunkelbraun, $\perp \gamma$ = blaß gelblichbraun, Extinktion 11°.

Auch konnte ich einige sehr blaßgrüne oder gänzlich farblose aktinolithartige Amphibolkörner beobachten, dieselben sind nicht pleochroistisch. Die Extinktion beträgt 14°. Die Kalzitkörner sind farblos oder gelblich, häufig mit Zwillingslamellen. Von den wenigen Muskovitplättchen enthalten die meisten schwarze opake Interpositionen; den optischen Achsenwinkel bestimmte ich an dem einen Plättchen mittels eines drehbaren Mikrometer-Okulars als $2E = 50°$. Biotitplättchen sind etwa in der gleichen Anzahl vorhanden; dieselben sind meistens bronzegelb gefärbt; $2E = 11°$. Feldspate sind ziemlich häufig: ich beobachtete ziemlich viele Mikrokline, Plagioklase und Orthoklase. Die Mikrokline sind klar, rein und weisen die charakteristische Gitterstruktur und auf P eine nahezu 16° symmetrische Extinktion auf. Auch die Plagioklase sind im allgemeinen klar durchsichtig, mit Zwillingsriefung. Die zur Zwillingsriefung gemessenen Extinktionen betragen 5°—5°, 7°—10°. 10°—10°, 16°—19°. In einigen Plagioklasen kommen opake punktartige Einschlüsse vor. Ein Plagioklaskörnchen war ganz grünlichgelb (Epidot?) und wies zwar die Zwillingsriefung auf, löschte aber fleckig aus. Auch die Orthoklase sind frisch, einzelne wiesen jedoch den Spaltungslinien entlang eine Trübung auf. Epidotkörner sind ziemlich häufig, pleochroistisch (blaßgrünlichgelb und grünlichgelb), die Extinktion ist zu den Spaltungslinien gerade. Granat kommt in blaß rosafärbigen isotropen Körnern vor. Magnetit findet sich in rundlichen Körnern mit rauher Oberfläche; an einem Körnchen beobachtete ich eine Form ähnlich den Spinellzwillingen. Die wenigen Zirkone sind farblos, kleine abgeschliffene Kristalle. Auch einige Chloritblättchen waren zu beobachten; dieselben enthielten opake, schwarze, unregelmäßig gerandete Interpositionen.

Sandprobe Nr. 3. (Sand from dune 20°, E. edge of Balamaskum, Khotan. 5. IV. 08. N. edge of Khotan oasis). Die Probe besteht aus wenig abgeschliffenen, durchschnittlich 0·08—0·10 m großen Sandkörnern.

Die Quarzkörner sind überwiegend farblos durchsichtig und geben eine einheitliche Interferenzfarbe; zahlreich sind aber auch graue, braune, mit schwarzen Interpositionen gefüllt. Einige enthalten auch rote Einschlüsse (Hämatit?). Von den etwas grau durchscheinenden

Minerale zuerst kommen, hierauf folgen die übrigen, soweit sich beurteilen ließ, in abnehmender Reihe.

Körnern zeigen viele ein aggregatartiges Verhalten. Einzelne Körner sind infolge der opaken schwarzen Interpositionen nahezu ganz undurchsichtig. Sehr zahlreich findet sich der Biotit in diesem Sande; die Blättchen desselben sind meist frisch; ich fand nur wenige etwas verwittert. Einzelne Blättchen erreichen auch eine Größe von 0·75 mm, haben demnach von ihrem ursprünglichen Lagerungsorte noch keinen großen Weg zurückgelegt. In einem Biotitblättchen beobachtete ich Sagenit. $2E = 55°$. Muskovit ist etwa in der gleichen Menge vorhanden, wie Biotit; zahlreiche Blättchen desselben enthalten schwarze opake Interpositionen; in einem fand ich einen Zirkoneinschluß. $2E = 60°$. Amphibolkörner sind die meisten von dem Charakter: γ = dunkelgrün, $\perp \gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 16°—20°. Einige Amphibole zeigen jedoch einen Pleochroismus: γ = dunkel grünlichbraun, $\perp \gamma$ = gelblichbraun, die Extinktion ist 9°—10°. Es fanden sich auch einige sehr blaßgrünliche, beinahe völlig farblose, nicht pleochroistische, aktinolithartige Amphibole; die Extinktion derselben war 16°—18°. Die Kalzitkörnchen sind farblos oder gelblich, meistens zwillingslamellar; viele zeigten auch ein aggregatartiges Verhalten. Von den Feldspaten sind vielleicht die meisten Plagioklase; die zur Zwillingsriefung gemessene Extinktion: 0°—1°, 5°—5°, 9°—9°, 8°—13°, 9°—5°, 22°—26°; die Körner sind ziemlich frisch. Einige Mikrokline mit der charakteristischen Gitterstruktur und einige an den Spaltungslinien etwas getrübte Orthoklase wurden ebenfalls gefunden. Zirkon ist in farblosen Splittern vorhanden, Kristalle fand ich nur einige. Die wenigen Turmaline zeigen den Pleochroismus: ω = dunkel grünlichbraun, ε = blaß seegelb; eines war jedoch ω = dunkel bläulichgrün, ε = rosafarben. Disthen ist farblos, nur ein größeres Korn zeigte einen schwachen Pleochroismus: γ = blaß bläulich, $\perp \gamma$ = ganz farblos. Sämtliche Disthenkörner zeigen deutlich die doppelten Spaltungsrichtungen, welche miteinander einen Winkel von 92°—93° einschließen; die Extinktion ist 30°—31°, dieselben sind von negativem Charakter, der optische Achsenwinkel ist groß. Beinahe sämtliche Disthenkörner enthalten opake, ganz schwarze Einschlüsse (Kohle?). Die Magnetitkörner besitzen eine rauhe Oberfläche und sind abgeschliffen, so daß sich die Kristallform nicht gut beurteilen läßt. Apatit ist sehr wenig vorhanden, ganz farblos, abgerundet. Es fanden sich auch einige sehr blaßgrüne Chloritblättchen mit sehr schwacher Doppelbrechung; in einem beobachtete ich eine schwarze elliptische opake Interposition, in einem anderen einen Zirkoneinschluß. Vereinzelt waren auch dünkler grasgrüne Augite ohne Pleochroismus nachweisbar, mit einer Extinktion von 34°. Ein völlig isotropes, farbloses, vielleicht etwas grau

angehauchtes Körnchen mit einem Brechungsexponenten größer als 1·70, an der einen Seite mit einer frischen Bruchfläche, an der anderen mit den noch erkennbaren Spuren der einstigen Form {111} war aller Wahrscheinlichkeit nach Spinell; es enthielt eine schwarze opake Interposition. Auch fand ich ein dünnes farbloses, fadenartiges Stück, dessen mittlerer Brechungsexponent zwischen 1·658 und 1·625 war (Monobromnaphtalin und Monojodbenzol) mit mittlerer Doppelbrechung, zu der Längsrichtung gerader Extinktion und positiver Hauptzone, welches ich für Sillimanit halte.

Sandprobe Nr. 6. (Sand from 6″ above floor, Rawak v. court, N. W. stairs. Rawak to N. of Khotan oasis.) Die Probe besteht aus feinkörnigem Sand; die durchschnittliche Größe der Körner beträgt 0·10—0·12 mm.

Die Quarzkörner stimmen mit denjenigen der Probe Nr. 3 überein. Der Sand enthält sehr viel Biotit; die Blättchen desselben sind seltener dunkelbraun, meistens heller braungelb; auch bronzgelbe und goldgelbe mehr verwitterte Körner sind häufig. Den Achsenwinkel habe ich in einem Fall $2E = 53°$ gemessen. In einigen Plättchen kommt Sagenit vor. An Muskovit ist der Sand ebenfalls reich, derselbe ist aber vielleicht doch in geringerer Menge enthalten als der Biotit; einzelne Plättchen sind mit opaken, schwarzen Interpositionen angefüllt; $2E = 61°$. Die Amphibole sind verschieden: γ=bläulichgrün, $\perp\gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 18°—20°; bei einigen: γ = sehr dunkelbraun, $\perp\gamma$ = gelblichbraun, Extinktion 9°—12°. Auch einige sehr blaß gelblichgrüne, nicht pleochroistische aktinolithartige Amphibole wurden gefunden; die Extinktion derselben beträgt 15 —16 . Die Kalzitkörner sind meistens zwillingslamellar; es finden sich jedoch auch fleckig auslöschende abgerundete Kalzitkörner. Die Zahl der Feldspate ist im allgemeinen gering. Anscheinend sind die meisten derselben Plagioklase, deren Körner klar und frisch sind; die Extinktion beträgt: 6°—10°, 10°—12°, 13°—14°, 11°—13°, 10°—11°, 9°—10°. In viel geringerer Menge ist Mikroklin und Orthoklas enthalten; die Körnchen beider sind frisch, an der P Spaltungsfläche des Orthoklas ist die Extinktion 0° gut zu beobachten. Die Chloritblättchen sind blaßgrün, sehr schwach doppeltbrechend, — die Doppelbrechung ist nur mit teinte sensible zu beobachten. Die verhältnismäßig zahlreichen Zirkone sind farblose, deutlich erkennbare Kristalle oder kleine Splitter. Selten ist auch ein vereinzelter blaßgrauer, nicht pleochroistischer Zirkon zu beobachten. Magnetit zeigt eine rauhe Oberfläche, an einem war die abgeschliffene Form von {111} zu beobachten. Die Turmaline zeigen einen Pleochroismus, teilweise: ω =

dunkelbraun, ε = blaß teebraun, teilweise: ω = dunkel bräunlichgrün, ε = blaß teebraun. Apatit kommt in farblosen, abgerundeten Körnchen vor. Die wenigen Augite sind dunkel grasgrün, nicht oder kaum bemerkbar pleochroistisch, mit einer Extinktion von 34°—36°. Es fanden sich auch zwei blaßgrüne, beinahe farblose, nicht pleochroistische, eine Extinktion von 40° aufweisende diopsidartige Körnchen. Rutil ist sehr selten, mit ziemlich deutlichem Pleochroismus: ε = dunkel gelblichbraun, ω = blaß gelblichbraun; den Titangehalt kontrollierte ich mit der Schönnschen Reaktion. Ich fand auch zwei Körner Spinell; beide mit starker Lichtbrechung ($n > 1{\cdot}72$), beide völlig isotrop; der eine ganz wasserhell, der andere blaßgrau. Endlich kam auch ein Körnchen Korund als unregelmäßig geformter Splitter vor; derselbe ist pleochroistisch, indigoblau und blaßblau, mit stärkerem Brechungsvermögen als das Jodmethylen, schwach doppeltbrechend, die Fläche des Splitters war nahezu $\perp$ auf die optische Achse.

Die Minerale dieses Sandes stimmen im allgemeinen mit denen der Probe Nr. 3 sehr überein.

Sandprobe Nr. 12 (Fine sand resting below coarse one (spe?) on L. bank of new river 6 (?) in S. of C. 328, Keriya R. 15. XI. 08. End of Keriya R.). Feinkörniger Sand. Die durchschnittliche Größe der Körner beträgt 0·1—0·25 mm, aber unter den Quarzkörnern finden sich auch größere. Die Körner sind mehr oder weniger abgeschliffen.

Außer den farblosen Quarzkörnern sind auch zahlreich mit grauen oder schwarzen Interpositionen angefüllte Körner vorhanden; besonders die größeren sind beinahe sämtlich so beschaffen. Einige Körner sind von Eisenoxyd rot gefärbt. Amphibole sind in großer Menge in dem Sande enthalten; die meisten zeigen den Pleochroismus: γ = dunkel bläulichgrün, $\perp\gamma$ = blaß gelblichgrün, mit 18°—20° Extinktion. Etwas weniger zahlreich sind die braunen Amphibole: γ = dunkelbraun, $\perp\gamma$ = blaß gelblichbraun, Extinktion 16°—17°. Einige Amphibolkörner sind: γ = dunkel kaffeebraun, $\perp\gamma$ = blaß bräunlichgelb, Extinktion 18°—19°. Die aktinolithartigen blaßgrünen Amphibole zeigen 16° Extinktion. Die Glimmer sind bedeutend schwächer vertreten als die Amphibole, es kommt sowohl Muskovit als auch Biotit vor. Die Kalzite sind teilweise zwillingslamellar, teils Aggregate. Die Plagioklase sind ziemlich klar und durchsichtig, mit Zwillingsriefung, die gemessenen Extinktionen: 1°—0°, 3°—3°, 4°—6°, 5°—6°, 16°—18°. Die Zahl der Mikroklinkörner ist vielleicht geringer als diejenige der Plagioklase, sie zeigen die charakteristische Gitterstruktur; in einigen waren opake schwarze Interpositionen sichtbar. Auch einzelne Körnchen

ziemlich reinen Orthoklas beobachtete ich. Die Granate sind blaß rosafarben, isotrop, vereinzelt mit opaken schwarzen Einschlüssen. Die Magnetitkörner sind unregelmäßig abgerundet. Auch Staurolithe sind vorhanden; dieselben sind stark pleochroistisch: γ = dunkler (orange)gelb, $\perp \gamma$ = blaßgelb; die Extinktion ist zu den sehr schwachen Spaltungslinien gemessen gerade, die Doppelbrechung gering, der Achsenwinkel groß. Die Hypersthene sind stark pleochroistisch: γ = dunkelgrün, $\perp \gamma$ = teebraun, einzelne enthalten Magnetiteinschlüsse; die Zahl der Hypersthenkörner ist gering. Auch Chlorit ist in sehr geringer Menge vorhanden und ist mitunter ebenfalls mit Magnetiteinschlüssen angefüllt. Bei dem Turmalin: ω = sehr dunkelbraun, ε = blaßgelb. An einem Ende des einen Prisma waren auch noch die abschließenden Rhomboederflächen erkennbar. Auch einige Disthenkörnchen beobachtete ich; dieselben sind farblos, mit deutlicher Spaltbarkeit in zwei Richtungen: die eine verläuft der Längsachse des Körnchens parallel und ist durch kräftigere Linien gekennzeichnet, die andere verläuft beinahe senkrecht zu der ersten und wird durch feine faserartige Linien angedeutet; Extinktion 31°, der optische Charakter ist negativ, die Doppelbrechung schwach. Die wenigen Epidotkörner weisen deutliche Spaltbarkeit und Pleochroismus auf: blaß gelblichgrün und dunkler gelblichgrün; es kommen aber auch ganz blasse, beinahe farblose Epidote vor. Zirkon ist in wasserhellen, kleinen Kristallen nachzuweisen. Auch zwei stark pleochroistische Andalusite konnte ich beobachten: a = rosafarben, $\perp a$ = farblos; die Spaltbarkeit parallel zu c ist deutlich sichtbar, die Extinktion ist zu derselben gemessen $0°$; $\gamma - a$ = gemäßigt, der mittlere Brechungsexponent $n = 1{\cdot}63$, der Achsenwinkel ist groß. Die wenigen Apatite sind rundlich, eines war aber von prismatischem Habitus.

Sandprobe Nr. 13. (Sand from Sai S. W. of Charchan. Charchan.) Die durchschnittliche Größe der Sandkörner beträgt 0·08—0·10 mm; es sind aber auch viele größere — 0·5—1·0 cm messende — Körner darunter. Die Körnchen sind nur wenig abgerundet.

Die großen schwarzen Körner sind lydischem Stein ähnliche, mit schwarzen Interpositionen angefüllte fleckig auslöschende Quarze, unter denen sich aber auch farblose, gelbliche, rosafarbige und grünliche Quarze befinden. Zwei große rosafarbige Körner erwiesen sich als Mikroklin.

Amphibole sind zahlreich und in mehreren Varietäten vorhanden. Die grünen Amphibole sind γ = dunkel bläulichgrün, $\perp \gamma$ blaß bräunlichgrün, Extinktion 14°—19°. Die braunen Amphibole charakte-

risiert γ = dunkel grünlichbraun, $\perp \gamma$ = blaß gelblichbraun, Extinktion 17°. Diese beiden Varietäten des Amphibols sind etwa in gleicher Menge vertreten. Aktinolithartiger Amphibol mit 16°—17°. Extinktion ist ebenfalls in wenigen Körnchen vorhanden. Die Kalzitkörnchen sind rundlich und meistens zwillingslamellar. Muskovit und Biotit ist in ziemlich großer Menge vorhanden. Einzelne Muskovitblättchen enthalten schwarze (Magnetit?) Einschlüsse. Die Biotite sind teils frisch, teils bereits etwas verwittert, gelblich, sogar grünlich, selten grünlichgrau, phlogopitartig. Der Achsenwinkel des Muskovits $2E = 71°$, des Biotits $2E = 70°$, bei einem blasser grünlichgrauem Blättchen $2E = 39°$. Zirkon ist in kleinen farblosen Kristallen ziemlich häufig. Die Turmalinkörnchen sind stark pleochroistisch: ω = teebraun, ε = farblos-gelblich; oder häufiger ω = dunkel grünlichbraun, ε = blaßgelb. Die Granate sind blaß rosafarben, völlig isotrop. Feldspate sind in diesem Sande ziemlich selten; die Plagioklase zeigen Zwillingsriefung, die Extinktion ist 6°—10°, 10°—9°, 9°—7°; selten findet sich auch ein vereinzelter Mikroklin oder ein völlig klarer, durchsichtiger Orthoklas. Die wenigen Chloritblättchen enthalten schwarze Interpositionen; in einem war Sagenit zu beobachten. Magnetit ist nicht selten und findet sich auch unter den großen Körnern. Die Rutilkörnchen sind abgeschliffen mit deutlichem Pleochroismus: ε = sehr dunkel orangegelb, ω = orangegelb. Die wenigen Disthenkörner sind farblos; der optische Achsenwinkel ist groß, der optische Charakter negativ, die Extinktion 30°—31°. Apatit kommt in farblosen runden und prismatischen Körnern vor. Auch ein-zwei bräunlichgrüne, nicht pleochroistische Augite mit 38° Extinktion sind vorhanden. Es gelang mir auch zwei honiggelbe Titanite mit deutlichem Pleochroismus (blaßgelb und honiggelb) zu erkennen; der Brechungsexponent war viel größer als bei Jodmethylen, die Doppelbrechung sehr groß und positiv; die Körnchen gaben eine starke *Ti*-Reaktion. Auch zwei Körnchen Andalusit fanden sich in der Probe, mit starkem Pleochroismus: α = rosafarben, $\perp \alpha$ = farblos; mit großem Brechungsexponenten, kleiner negativer Doppelbrechung und anscheinend großem optischen Achsenwinkel. Einige farblos-graue, isotrope Körnchen endlich mit kleinem spezifischen Gewicht (etwa 2·50) waren möglicherweise Glas.

Sandprobe Nr. 15. (Sand from floor, N. XXVI, VI. Niya site.) Der Sand besteht aus ziemlich kantigen Körnchen, deren durchschnittliche Größe 0·08—0·14 mm beträgt; die Glimmer erreichen auch eine Größe von 0·3—0·4 mm. Es ist jedoch auch sehr viel außerordentlich feiner Staub vorhanden.

In größter Menge ist Quarz vorhanden, sodann Biotit und Muskovit. Der Achsenwinkel des Biotits ist klein, manchmal nahezu 0°, es finden sich jedoch auch Blättchen mit größerem Achsenwinkel: $2E = 23°$. Der Achsenwinkel des Muskovits ergab in einem Fall $2E = 60°$. Amphibol enthält die Probe in geringerer Menge, teils grünen: γ = dunkel bläulichgrün, $\perp \gamma$ = blaß bräunlichgrün, Extinktion 16°—20°, teils braunen: γ = dunkelbraun, $\perp \gamma$ = blaßbraun, Extinktion 17°—18°; letztere sind seltener als die grünen. Die Kalzitkörnchen sind rundlich, zwillingslamellar. Apatit kommt in farblosen, rundlichen und prismatischen Körnern vor. Feldspate sind ziemlich selten; die zwillingsgerieften Plagioklase sind klar, mit einer Extinktion von 2°—3°, 5°—6°, 5°—8°. Mikrokline und monokline Feldspate konnte ich nur in einigen Körnchen erkennen. Die Magnetitkörnchen sind abgeschliffen. Unter den wenigen Chloritblättchen enthalten einige Sagenit. Die Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkel grünlichbraun, ε = sehr blaßgelb. Zirkon kommt in kleinen Körnchen vor. Die wenigen Epidotkörnchen sind pleochroistisch und zwar grünlichgelb und blaßgelb. Augit fand ich nur 1—2 Körnchen; dieselben sind flaschengrün, nicht pleochroistisch, mit einer Extinktion von etwa 40°. Auch einige Rutile fand ich: ε = gelblichbraun, ω = harzgelb.

Sandprobe Nr. 17. (Sand from near witness, Miran Fort. Miran, S. of Lop nor.). Die Sandkörner sind ziemlich groß, durchschnittlich 0·2—0·3 mm, jedoch kommen auch beträchtlich größere und kleinere Körner vor, einige Quarzkörner z. B. erreichen beinahe die Größe von 1 mm. Die Körner sind sämtlich stark abgeschliffen, besonders die größeren.

Die Quarze sind größtenteils wasserhell, mit einheitlichem optischen Verhalten; es finden sich jedoch auch zahlreich graue, rötlichbraune und fleckig auslöschende Körner; auch milchweiße Stücke sind nicht selten. Als Einschlüsse beobachtete ich Zirkon und Turmalin. Ein Quarzkörnchen war mit stark pleochroistischem Amphibol verwachsen: γ = dunkelgrün, $\perp \gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 18°. Der Sand enthält sehr viele Amphibole und zwar überwiegend grüne Amphibole: γ = dunkel (bläulich) grün, $\perp \gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 16°—19°; braune Amphibole kommen nur vereinzelt vor: γ = dunkel grünlichbraun, $\perp \gamma$ = blaß gelblichbraun, Extinktion 18°—19°. Von blaßgrünen oder farblosen, nicht pleochroistischen aktinolithartigen Amphibolen fand ich nur einige Körner, die Extinktion derselben war 13°—15°. Die Kalzite sind wasserhell, zwillingslamellar oder gelblich, fleckig auslöschend. Magnetite sind ziemlich häufig,

einzelne auch limonitisiert. Von den Feldspaten findet sich vielleicht Mikroklin am häufigsten, meistens in reinen, seltener in gelblichen Körnern; als Einschluß beobachtete ich in einem Falle Zirkon(?). Die Plagioklase zeigen Zwillingsriefung. Die Extinktion beträgt 6°—8°, 9°—8°, 12°—9°. Orthoklas war nur in ein-zwei Fällen zu erkennen. Unter den Glimmern ist vielleicht Muskovit vorherrschend, der Achsenwinkel desselben beträgt $2E = 57°$ und 75°; als Einschluß enthält derselbe Magnetit und Zirkon. Die Biotitblättchen sind gelb, rotbraun oder braun; der Achsenwinkel $2E = 14°$ und 20°; als Einschluß kommt Sagenit vor. Die Granate sind blaß rosafarben und enthalten mitunter Magnetiteinschlüsse. Die Turmaline sind wieder stark pleochroistisch: ω = dunkel- (grünlich) braun, ε = blaß gelblichbraun; einzelne enthalten Magnetit als Einschluß. Zirkon kommt in farblosen schmalen, langen, nadelförmigen und gedrungeneren abgeschliffenen Kristallen vor. Die Epidotkörner sind pleochroistisch (gelblichgrün und blaßgelb). Die Apatitkörnchen sind abgerundet. Augitkörnchen sind sehr selten, dunkel grasgrün, nicht pleochroistisch, die Extinktion beträgt 36°; es fanden sich auch zwei Körnchen braunes Pyroxens mit 38 Extinktion. Die rhombischen Pyroxene sind durch einige Körnchen Hypersthen vertreten: γ = dunkelgrün, $\perp \gamma$ = gelblichbraun; ein Körnchen enthielt Magnetit als Einschluß. Ich beobachtete auch einige Blättchen grünen, optisch einachsigen Chlorits. Die wenigen Staurolithe sind stark pleochroistisch: γ = dunkelorange, $\perp \gamma$ = blaßgelb; ein Stück enthielt Magnetit als Einschluß.

Sandprobe Nr. 20. (Sand from S. foot of ancient wall, 3 m. E. of Potai VII, 8, III. 07. Ancient wall, desert W. of Tunhuang.) Die einzelnen Körner sind von ziemlich gleicher Größe, im Durchschnitt 0·1 mm und abgerundet.

Außer den farblosen Quarzen sind auch zahlreich graue, rote und braune vorhanden. Die Amphibole sind überwiegend grüne Amphibole: γ = dunkel- (bläulich) grün, $\perp \gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 18°—20°; in einzelnen sind Magnetiteinschlüsse sichtbar. Die Zahl der braunen Amphibole ist bereits etwas geringer: γ = dunkelbraun, $\perp \gamma$ = blaßgelb, Extinktion 15°—19°; einzelne zeigen einen Stich ins grünliche; häufig sind Magnetiteinschlüsse. Vereinzelt finden sich ganz blaßgrüne, beinahe farblose, nicht pleochroistische Amphibole mit 12°—14° Extinktion. Die Kalzite sind meistens zwillingslamellar. Unter den Feldspaten fand ich am häufigsten Mikroklin, dessen Körnchen an der Gitterstruktur leicht zu erkennen sind. Plagioklase sind verhältnismäßig selten, mit 5°—7°, 6°—14°, 8°—12°, 18°—19° Extinktion. Orthoklas ist selten zu beobachten. Glimmer ist in

geringer Menge vorhanden, viel weniger als Amphibol. Im Muskovit sind manchmal Magnetiteinschlüsse zu beobachten; Achsenwinkel $2E = 64°$. Der Biotit enthält mitunter Sagenit; Achsenwinkel $2E = 29°$. Die Granatkörner sind blaß rosafarben. Magnetit ist ziemlich häufig, mitunter ganz limonitisiert; an einem Körnchen war noch die abgeschliffene Form von $\{111\}$ zu erkennen. Die wenigen Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb. Apatit findet sich selten in farblosen rundlichen Körnern. Die wenigen Rutile zeigen starken Pleochroismus: ε = dunkel rotbraun, ω = harzgelb. Unter den Pyroxenen fand ich ein-zwei farblose oder etwas blaßgrüne, nicht pleochroistische diopsidartige Körnchen mit 38°—44° Extinktion; einige grasgrüne Augite löschen 34°—38° aus. Auch drei Körnchen Hypersthen beobachtete ich: γ = grün, $\perp\gamma$ = blaß (rosafarben) gelblich, Hauptzone positiv, $\gamma - \alpha$ mittelmäßig, Extinktion zu den Spaltungslinien gerade. Zirkon ist selten in farblosen Körnern. Von den wenigen Chloritblättchen enthielt eines einen Magnetiteinschluß. Epidot ist in sehr geringer Menge vorhanden, mit Pleochroismus (gelblichgrün und blaßgelb). Staurolith beobachtete ich zwei Körnchen: γ = dunkelorange, $\perp\gamma$ = blaßgelb, Extinktion zu den schwachen Spaltungslinien gerade, optischer Charakter positiv, Achsenwinkel groß. Zwei Körnchen Titanit zeigen deutlichen Pleochroismus: γ = blaßgelb, $\perp\gamma$ = farblos; $\rho > v$. Dieselben besitzen eine außerordentlich große Doppelbrechung, positiven Charakter; der Achsenwinkel $2E$ = zirka 40°.

Sandprobe Nr. 22. (Sand adjoining field at W. and of Tun-huang oasis 15. V. 07.) Die Körner sind von zweierlei Größe: der größere Teil ist durchschnittlich 1 mm groß und ganz abgerundet, die übrigen Körner sind viel kleiner, durchschnittlich 0·06—0·15 mm, ebenfalls abgeschliffen, es finden sich jedoch bereits viele kantige Körnchen darunter.

Die Quarzkörner sind häufig grau, braun oder schwarz; als Einschluß beobachtete ich häufig ein opakes Erz (?), Zirkon und Rutil. Die Amphibole sind meistens grüne Amphibole: γ = dunkel bläulichgrün, $\perp\gamma$ = gelblichgrün, mit 15°—19° Extinktion. Für einige Amphibolkörner ist: γ = dunkel grünlichbraun, $\perp\gamma$ = blaß grünlichbraun, mit 16°—17° Extinktion; und für einige andere Körner ist: γ = dunkel rotbraun, $\perp\gamma$ = braungelb, Extinktion 8°—10°. Einige Amphibolkörner waren ganz blaßgrün, beinahe farblos, nicht pleochroistisch, mit 14°—16° Extinktion, aktinolithartig. Magnetit ist häufig, mit ziemlich frischer schwarzer Oberfläche, hie und da ist auch die abgeschliffene Oktaëderform zu erkennen. Die Kalzitkörner sind teils zwillings-

lamellar, teils fleckig auslöschend. Granat ist ziemlich häufig, blaß rosafarben, völlig isotrop, häufig mit Magnetiteinschlüssen; ein Korn zeigte die abgeschliffene $\{110\}$ Form. Zirkon kommt in farblosen abgeschliffenen Kristallen vor. Glimmer ist wenig im Sande vorhanden; vielleicht mehr Muskovit als Biotit. In einem Muskovitblättchen fand ich ein Turmalin kristall als Einschluß, für welches: ω = dunkel kaffeebraun, ε = blaßgelb; an einem Muskovitblättchen habe ich den Achsenwinkel $2E = 51°$ gemessen. Die Biotitblättchen sind gelblichbraun, der Achsenwinkel klein. Die Epidotkörner sind pleochroistisch (blaßgrün-blaßgelb), ich fand aber auch farblose Varietäten. An Pyroxenen beobachtete ich einige dunkel grasgrüne, nicht pleochroistische Augite mit 34°—36° Extinktion und einige farblose, diopsidartige Körner, mit 44° Extinktion; das eine Korn enthielt Magnetiteinschlüsse. Feldspate fand ich nur wenige Körner. Die Mikrokline sind farblos oder gelblich, von den Plagioklasen sind einige gelblich getrübt, die Extinktion: 4°—7°, 9°—11°, 12°—13°. Die wenigen gefundenen Orthoklase sind ziemlich frisch. Der Turmalin ist stark pleochroistisch: ω = dunkel kaffeebraun, ε = blaß graugelb. Die wenigen Apatitkörner sind rund und farblos. Chlorit ist sehr selten; in einem Blättchen beobachtete ich einen Magnetiteinschluß. Von Rutil kamen nur zwei Körnchen zum Vorschein, mit deutlichem Pleochroismus: ε = dunkel rotbraun, ω = harzgelb.

Sandprobe Nr. 24. (Sand from dune along E. wall, Nau-hu town, 4, IV, 07. Nan-hu, S. W. of Tun-huang.) Die Sandkörner sind nicht übermäßig abgerundet und durchschnittlich 0·15—0·30 mm groß, es kommen aber sowohl größere als auch kleinere vor.

Unter den Quarzen finden sich zahlreich schwarze Einschlüsse enthaltende Körner. Die Amphibole sind wieder verschieden. In größter Menge sind grüne Amphibole vorhanden: γ = dunkelgrün, $\perp\gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 17°—18°. Einige Körner: γ = grünlichbraun, $\perp\gamma$ = gelblichbraun, Extinktion 15°; andere zeigen: γ = dunkel rotbraun, $\perp\gamma$ = blaß bräunlichgelb, Extinktion 16°; auch einige farblose, nicht pleochroistische aktinolithartige Amphibole mit 11°—14° Extinktion wurden gefunden. Die Kalzitkörner sind zwillingslamellar, mitunter auch fleckig auslöschend. Von den blaß rosafarbenen Granaten enthalten einige Magnetiteinschlüsse. Auch Magnetitkörner sind ziemlich häufig. Biotit ist verhältnismäßig selten, in Form gelber oder brauner Blättchen, der Achsenwinkel $2E = 26°$. Muskovit fand ich noch weniger als Biotit, der Achsenwinkel desselben beträgt $2E = 60°$. Zirkon kommt in farblosen Kristallen und stark abge-

schliffenen Körnern vor. Feldspate sind sehr selten; die Mikrokline sind ziemlich frisch; bei den Plagioklasen betrug die Extinktion zur Zwillingsriefung gemessen 8°—9°, 12°—16°; mehr als diese zwei Körnchen habe ich nicht gefunden; Orthoklas ist sehr selten, bei einem war an der Spaltungsfläche von P die Extinktion 0° deutlich zu beobachten. Die wenigen Epidote zeigen einen ziemlich deutlichen Pleochroismus: β = gelblichgrün, $\perp \beta$ = blaßgelb. Die Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb. Die wenigen Chloritblättchen enthalten Magnetit-(?) Einschlüsse. Die Apatite sind farblos, abgerundet. Von Rutil fand ich zwei Körnchen, dieselben sind stark pleochroistisch: ε = dunkler bräunlichrot, ω = blaß bräunlich-(harz) gelb. Außerdem zwei Körnchen farblosen Disthen, mit 31° Extinktion, großem Achsenwinkel, negativem Charakter und $a \perp$ zu T. Zwei farblose, völlig isotrope Körnchen mit dem Brechungsexponenten 1·74 halte ich für Spinell. Endlich fand ich auch ein Körnchen Korund: die Doppelbrechung desselben stimmt etwa mit dem Quarz überein, es ist optisch einachsig, pleochroistisch (dunkel himmelblau und blaß veilchenblau), mit größerer Lichtbrechung als das Jodmethylen.

Sandprobe Nr. 27. (Sand from E. wall (outside old town, An-shi.) Die Sandkörner sind ziemlich abgerundet, von 0·10—0·25 mm durchschnittlicher Größe.

Von den Quarzen sind viele mit grauschwarzen Interpositionen gefüllt und auch viele fleckig auslöschend. Die Amphibole sind größtenteils grüne Amphibole: γ = dunkelgrün, $\perp \gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 15°—19°; einige Körner enthalten Magnetiteinschlüsse, andere zeigen den Charakter γ = grünlichbraun, $\perp \gamma$ = bräunlichgelb, Extinktion 17°. Die Kalzite sind überwiegend zwillingslamellar, es sind aber auch zahlreich fleckig auslöschende vorhanden. Magnetit ist häufig und oft wenigstens an der Oberfläche limonitisiert. Die wenigen Epidotkörner zeigen einen Pleochroismus in den Farben grün und sehr blaß grünlichgelb; selten sind sie ganz blaß, farblos, klinozoititartig. Granate sind ziemlich häufig, blaß rosafarben, völlig isotrop. Feldspate sind selten; die beobachteten Plagioklase waren gelblich getrübt, die zu der Zwillingsstreifung gemessene Extinktion betrug 5°—6°, 5°—7°. Die Mikrokline zeigen die gewohnte Gitterstruktur; die vereinzelten Orthoklase scheinen im Inneren etwas getrübt. Auch Turmaline sind selten, ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb, beziehungsweise für einige Körnchen ω = schwärzlichbraun, ε = blaß bräunlichrot. Zirkon kommt in farblosen abgeschliffenen Kristallen vor. Die Apatitkörnchen sind farblos, rund. Die wenigen Augite sind grasgrün,

mit einer Extinktion von 38°, nicht pleochroistisch; ich fand auch einige farblose, diopsidartige Pyroxene mit 40°—42° Extinktion. Muskovit ist sehr selten: $2E = 80°$; in einem Blättchen beobachtete ich einen Zirkoneinschluß. Rutil fand ich nur ein Korn, welches ziemlich pleochroistisch ist: ε = dunkel bräunlichrot, ω = dunkel harzgelb. Endlich gelang es mir auch ein Blättchen Biotit und ein Blättchen Chlorit zu bestimmen.

Sandprobe Nr. 28. (Dune to N. of wall, So-yu-cheng, 15 high. 28. VI, 07. Deserted town, S. of Chiao-Szu, Anshi district.) Die Probe ist sehr gering, die Körner derselben sind ziemlich abgeschliffen, von 0·15—0·30 mm durchschnittlicher Größe.

Die Quarze sind größtenteils mit grauschwarzen Interpositionen gefüllt, dem lydischen Stein ähnlich. Viele derselben zeigen ein aggregatartiges Verhalten. Die Amphibole sind überwiegend wieder grüne Amphibole: γ = dunkel (bläulich-) grün, $\perp \gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 17°—19°. Für einige Amphibole: γ = dunkelbraun, $\perp \gamma$ = blaß grünlichbraun, Extinktion 15°—16°. Einige Amphibolkörner waren beinahe völlig farblos, aktinolithartig, ohne Pleochroismus, mit 14°—16° Extinktion. Die Kalzitkörnchen sind meistens zwillingslamellar. Magnetite sind verhältnismäßig häufig und oft beinahe ganz in Limonit umgewandelt. Die Granate sind blaß rosafarben, enthalten manchmal Magnetiteinschlüsse. Für den Turmalin ist ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb. Zirkon findet sich in farblosen abgeschliffenen Kristallen. Von Feldspat fand ich nur einige Körner; Mikroklin zeigt die bekannte Gitterstruktur; als Orthoklas und Plagioklas gelang es mir je ein Korn zu bestimmen. Bei letzterem ist die Extinktion zu der Zwillingsriefung gemessen 16°—17°. Muskovit ist sehr selten, $2E = 54°$. Auch an Biotit enthielt die Probe nur einige Körner, dieselben sind braun, mit kleinem optischen Achsenwinkel. Auch grüne, optisch einachsige Chloritblättchen fand ich nur einzwei. Die vereinzelten Augite sind blaß gelblichbraun, nicht pleochroistisch und weisen 30° Extinktion auf. Auch ein Korn Hypersthen habe ich gefunden: γ = grün, $\perp \gamma$ = gelblichbraun. Von Rutil fand ich zwei Körner: ε = bräunlichrot, ω = harzgelb.

Sandprobe Nr. 30. (Sand from Barkhan, Su-lo-ho head basin. 14 m. E. of C. 214. 13. VIII. 07.) Der Sand besteht aus einem Gemenge größerer und ganz kleiner Körner, welche sämtlich stark abgeschliffen sind; besonders die größeren Körner, welche bis zu 1 mm Größe erreichen, sind fast ganz abgerundet.

Die Quarze sind meistens grauschwarz, häufig aber auch gelb und rosafarben; einzelne Körner verhalten sich aggregatartig. Die

Kalzite sind vorherrschend zwillingslamellar; auch der sehr feine Quarzstaub ist stellenweise durch $CaCO_3$ zu größeren Körnern verkittet, wie sich durch Behandlung mit Salzsäure leicht nachweisen läßt. Die Granate sind überwiegend blaß rosafarben, selten findet sich ein vereinzeltes dünkler rotes Körnchen (vielleicht Pyrop?). Amphibole sind im Vergleich zu den bisherigen Proben in etwas geringerer Menge vorhanden und hauptsächlich grüne Amphibole: γ = dunkelgrün, manchmal bläulichgrün, $\perp\gamma$ = blaßgelblichgrün, Extinktion 15°—18°. Selten finden sich auch Amphibole von abweichender Beschaffenheit: γ = grünlichbraun, $\perp\gamma$ = bräunlichgelb, Extinktion 14°—17°. Zirkon ist häufig in farblosen abgeschliffenen Kristallen und auch in Splittern. Die Magnetite sind teils schön schwarz, teils an der Oberfläche limonitisiert. Apatit kommt in farblosen runden Körnern vor. An Feldspaten sind einige Mikrokline mit Gitterstruktur, einige Plagioklase mit Zwillingsriefung und zu der Zwillingsriefung gemessen 10°—8°, 7°—9°, 16°—17° Extinktion und sehr selten Orthoklas zu konstatieren. Turmaline sind in zwei Abarten vorhanden: ω = dunkelrotbraun, ε = gelb und ω = dunkelbraun, ε = blaßgraugelb; mitunter enthalten sie Magnetiteinschlüsse. Die Epidotkörnchen zeigen einen deutlichen Pleochroismus: β = gelblichgrün, $\perp\beta$ = sehr blaß grünlichgelb. Die wenigen Rutile zeigen teils Pleochroismus: ε = rotbraun, ω = harzgelb, teils sind sie bräunlichgelb ohne Pleochroismus. Muskovit und Biotit ist sehr selten, bei letzterem beträgt der Achsenwinkel $2E = 26°$. Auch ein-zwei Chloritblättchen waren nachzuweisen, dieselben sind nahezu einachsig. Es gelang mir auch einige blaßgrüne, nicht pleochroistische diopsidartige Augite zu beobachten; die Extinktion war 36°, bei einem anderen nur 26°. Zwei völlig isotrope, farblose Körnchen mit sehr großer Lichtbrechung und unebener Bruchfläche konnten nur Spinelle sein.

Sandprobe Nr. 31. (Sand from He-shuei-kuo eroded site Kan-chou. 27. VIII, 07. Deserted town. W. of Kanchou.) Die Sandkörner sind nicht besonders abgerundet. Die Größe derselben wechselt von ganz kleinen bis zu 2 mm Größe; sehr zahlreich sind große Körner; einer eingehenden Untersuchung habe ich nur die Körner kleiner als 1 mm unterzogen.

Die großen Körner bestehen hauptsächlich aus Quarz, auch einige schwarze, dem lydischen Stein ähnliche und rosafarbige Körner sind darunter. Ein großes rosafarbiges Korn erwies sich als Orthoklas.

Die kleinen Quarzkörner enthalten häufig grauschwarze Einschlüsse; auch fleckig auslöschende Quarze sind zahlreich vorhanden und auch einige rosafarbige und gelbe Körnchen beobachtete ich. Die Kalzit-

körner sind überwiegend zwillingslamellar; fleckig auslöschende, sich als homogene Aggregate verhaltende Körner sind selten. Zirkon ist in farblosen, abgeschliffenen Kristallen ziemlich häufig, kommt aber auch in eiförmigen und rundlichen Körnchen vor, wie sie für geschichtete und Schiefergesteine charakteristisch sind. (Rosenbusch: Mikrosk. Physiographie I. 2. p. 57.). Ein Zirkonkristall wies eine eigentümliche zonale Struktur auf. Magnetite sind ziemlich häufig; die meisten besitzen eine schön schwarze Oberfläche, es sind aber auch zahlreich limonitisierte darunter. Die Amphibole sind auch in dieser Probe bereits etwas in den Hintergrund gedrängt, meistens grüne Amphibole, überwiegend mit folgenden Eigenschaften: γ = dunkelgrün, $\perp\gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 14°—18°, einige Körner enthalten Magnetiteinschlüsse. Auch einen glaukophanähnlichen Amphibol konnte ich beobachten: γ = himmelblau, $\perp\gamma$ = blaßviolett, Extinktion 3°, Hauptzone positiv, Charakter negativ. Auch einige farblose oder sehr blaßgrüne aktinolithartige Amphibole waren nachweisbar; die blaßgrünen Körner sind ziemlich groß, mit schwachem Pleochroismus: γ = blaßgrün, $\perp\gamma$ = farblos, Extinktion 14°—16°. Granate sind ziemlich häufig, blaß rosafarben, völlig isotrop. Epidotkörner sind bereits seltener, mit deutlichem Pleochroismus: β = gelblichgrün, $\perp\beta$ = blaß grünlichgelb, der optische Charakter negativ, Brechungsexponent im Mittel größer als 1·70. Die wenigen Turmaline sind sämtlich stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb. Unter den Feldspaten findet sich selten ein vereinzelter Mikroklin, mit der charakteristischen Gitterstruktur; von Plagioklasen konnte ich nur ein Korn mit Sicherheit bestimmen, die Extinktion desselben betrug zu der Zwillingsriefung gemessen 8°—13°. Orthoklas beobachtete ich nur das oben erwähnte große Korn. Die wenigen Rutile sind dunkel harzgelb mit sehr schwachem Pleochroismus: ε = dunkel bräunlichgelb, ω = harzgelb. Sehr selten finden sich auch braune Biotitblättchen. Von Pyroxenen konnte ich nur den farblosen diopsidartigen Augit beobachten, mit 40°—42° Extinktion. Selten ist auch ein blaßgrünes Chloritblättchen zu beobachten. Titanit fand ich bloß zwei Körner, dieselben sind pleochroistisch (dünkler gelb und sehr blaßgelb, mit sehr starker Doppelbrechung, positivem Charakter und nicht großem Achsenwinkel; $2E$ = etwa 31°. Das gefundene einzige Staurolithkorn ist stark pleochroistisch: γ = gelblichbraun, $\perp\gamma$ = gelb, Extinktion gerade, Doppelbrechung gering, Achsenwinkel anscheinend groß, Charakter positiv. Endlich ein unregelmäßig gestaltetes, himmelblau und violettpleochroistisches Körnchen mit sehr

großer Lichtbrechung, einer optischen Achse und schwacher Doppelbrechung war möglicherweise Korund.

Sandprobe Nr. 33. (Coarse grained sand from low y ardang I. m. E. of Chong Hassar, Turfan.) Die Körnchen sind stark abgeschliffen, von 0·20—0·25 mm durchschnittlicher Größe; nicht selten sind aber auch viel kleinere und größere Körner bis zu 2·0—3·0 mm; besonders unter den Quarzen.

Die Quarze sind verschieden, teils farblos und optisch einheitlich, teils mit schwarzen Einschlüssen und fleckig auslöschend. Die großen Körner sind größtenteils schwarz oder grau, lydischem Stein ähnlich. Einige Körner enthalten Zirkon, eines einen Glaseinschluß. Die Pyroxene treten in diesem Sande in den Vordergrund, da unter den Mineralien, deren spezifisches Gewicht schwerer als 3 ist, der Augit vorherrscht. Die Augite sind grünlichbraun oder gelblichbraun, selten mit deutlichem Pleochroismus: γ = gelblichbraun, $\perp\gamma$ = etwas blasser gelblichbraun, mit wechselnder Extinktion von 35°—43°; in einzelnen Körnern sind Magnetiteinschlüsse zu beobachten; der Charakter ist positiv; der Achsenwinkel scheint ziemlich groß. Magnetite sind ziemlich häufig, meistens mit frischer Oberfläche, manchmal ist sogar die abgeschliffene Form $\{111\}$ noch zu erkennen; sehr viele erwiesen sich aber als limonitisiert. Die Kalzite sind rund, teils zwillingslamellar, teils aggregatartig. Amphibole sind ebenfalls verschieden: γ = dunkelbläulichgrün, $\perp\gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 14°—18°; oder γ = bräunlichgrün, $\perp\gamma$ = gelblichbraun, Extinktion 16°—18°; selten findet sich auch ein ganz brauner Amphibol: γ = sehr dunkelbraun, $\perp\gamma$ = gelblichbraun, Extinktion 12°—14°. Die wenigen Epidote zeigen deutlichen Pleochroismus: β = blaß gelblichgrün, $\perp\beta$ = sehr blaßgelb oder dünkler gelblichgrün, je nachdem es nahe α, oder nahe γ ist; Charakter negativ. Von Feldspaten kommt Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas vor. Der Mikroklin ist an der Gitterstruktur leicht zu erkennen; die Plagioklase besitzen gewöhnlich einen gelblich getrübten Kern. Zwillingsriefung und zu dieser gemessen 6°—8°, 12°—14° Extinktion; die wenigen Orthoklase sind den Spaltungslinien entlang grau, oder bräunlich (verwittert?). Die vereinzelten Zirkone sind farblose, abgeschliffene Kristalle; einige enthalten Magnetit. Selten finden sich auch blaß rosafarbige, völlig isotrope Granate. Auch ein Körnchen Rutil war zu beobachten, mit sehr schwachem Pleochroismus: ε = dunkel harzgelb, ω = zitrongelb.

Diese Sandprobe ist im allgemeinen weniger mosaikartig als die übrigen, von welchen sie auch bezüglich der mineralogischen Zusammensetzung ziemlich abweicht.

Sandprobe Nr. 35. (Sand from Charchak Darya. 13. I. 08. Desert S. W. of Korla.) Der Sand besteht aus ziemlich gleichmäßig feinen, sehr kleinen Körnern von durchschnittlich 0·08—0·15 mm Größe; die einzelnen Körner sind eckig.

Die Quarze sind überwiegend farblos, optisch einheitlich, nicht selten aber auch fleckig auslöschend. Viele Körnchen sind mit grauen und schwarzen Interpositionen angefüllt. Als Einschluß beobachtete ich Zirkon und Amphibol. Außer den Quarzen sind hier die Glimmer vorherrschend. In den Muskovitblättchen sind mitunter opake, schwarze Einschlüsse (Magnetit) zu beobachten; der Achsenwinkel $2E = 57°—58°$. Unter den Muskovitblättchen sind auch blaß grünlichgelbe, feine serizitartige Plättchen häufig, diese geben kein gutes Achsenbild und sind leicht in kleinere Stücke zu zerdrücken. Die Biotitblättchen sind frisch, gelblichbraun; selten mit grünlichem Schimmer, chloritisiert; der Achsenwinkel $2E = 23°, 30°$. Die Kalzite sind meistens zwillingslamellar. Die Amphibole sind wieder in mehreren Varietäten vertreten; die meisten sind grüne Amphibole: γ = dunkel bläulichgrün, $\perp\gamma$ = blaß (gelblich) grün, Extinktion 16°—19°, einzelne mit Magnetiteinschlüssen; in geringerer Anzahl finden sich braune Amphibole: γ = sehr dunkelbraun, $\perp\gamma$ = bräunlichgelb, Extinktion 16°—17°. Auch farbloser oder sehr blaßgrüner, nicht pleochroistischer aktinolithartiger Amphibol kommt vereinzelt vor; Extinktion 12°—16°. Ferner fanden sich auch zwei sehr kleine glaukophanartige Amphibole: γ = blau, $\perp\gamma$ = blaßviolett, Extinktion 4°—5° Zirkon kommt in farblosen, sehr lang nadelförmigen und gedrungeneren, abgeschliffenen Kristallen vor, ist aber auch in Splittern nicht selten. Magnetit ist ziemlich häufig. Die wenigen Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = sehr dunkelbraun, ε = blaß (grau-) gelb. Einzelne enthalten Magnetiteinschlüsse. Von den Feldspaten erscheint der Mikroklin am häufigsten in farblosen gelben Körnern; zwillingsgeriefte Plagioklase fand ich bloß drei Körner mit 10°—11°, 9°—12°, 12°—14° Extinktion. Orthoklas konnte ich nur zweimal mit Sicherheit bestimmen in Gestalt etwas gelblicher Körner. Die wenigen farblosen Disthenkörnchen enthalten opake, schwarze, punktartige Einschlüsse; die Spaltbarkeit in zwei Richtungen ist deutlich sichtbar, die Extinktion beträgt zu der stärkeren Spaltbarkeit gemessen 30°—31°, der optische Achsenwinkel ist groß. Die wenigen Epidote zeigen einen bemerkbaren Pleochroismus: gelblichgrün und sehr blaßgelb; die mit β parallele gerade Auslöschung ist an prismatischen Körnchen gut zu beobachten. Auch ein-zwei ganz blasse farblose klinozoisitartige Körnchen beobachtete ich. Sehr

selten ist auch Staurolith; derselbe ist stark pleochroistisch: γ = dünkler gelb; $\perp\gamma$ = blaßorange; die Extinktion ist an den sehr schwachen Spaltungslinien gemessen gerade, Doppelbrechung schwach und von positivem Charakter, der Achsenwinkel groß. Die vereinzelten Granate sind sehr blaß rosafarben, beinahe farblos, isotrop. Augit kommt nur in einigen Körnern vor; dieselben sind bräunlichgrün, mit 34°—36° Extinktion. Die Apatitkörner sind farblos, ziemlich rund. Rutil ist nicht selten, ε = dunkler harzgelb, ω = harzgelb. Ich fand auch zwei sehr kleine Körnchen Titanit, dieselben sind pleochroistisch: gelb und sehr blaßgelb, mit nicht großem Achsenwinkel und positivem Charakter.

Sandprobe Nr. 37. (Sand from dune 20, 4 m. S. of C. 318. 4. II. 08. Taklamakan S. of Shahyar.) Die Probe besteht aus gleichgroßen, ziemlich abgeschliffenen Körnern, deren Größe durchschnittlich 0·15—0·25 mm beträgt.

Die Quarze sind überwiegend farblos. Die Amphibole sind meistens grüne Amphibole: γ = dunkelgrün, $\perp\gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 17°—19°. Braune Amphibole sind in geringerer Menge vorhanden: γ = dunkelbraun, $\perp\gamma$ = bräunlichgelb, Extinktion 18°—20°. Auch einige blaßgrüne, beinahe vollkommen farblose aktinolithartige Amphibole kommen vor mit 14°—17° Extinktion. Ein-zwei blaue Körner schwach pleochroistischen glaukophanähnlichen Amphibols wurden ebenfalls gefunden: γ = dunkel himmelblau, $\perp\gamma$ = violettblau, Extinktion 3°—4°, Brechungsexponent $n < 1{\cdot}658$. Muskovit ist häufig, der Achsenwinkel desselben $2E = 65°$. Die Biotitblättchen zeigen einen blaßgelben, braunen, manchmal grünlichen Schimmer; der Achsenwinkel $2E = 0°$, $2E = 19°$. Die Zahl der Biotitblättchen ist geringer, als diejenige des Muskovits. Die Kalzite sind meistens zwillingslamellar. Magnetit kommt ziemlich häufig vor, meistens mit frischer, glänzender Oberfläche. Auch blaß rosafarbige Granate sind häufig; an einem war die abgeschliffene Form $\{221\}$ noch zu erkennen; einige enthalten Magnetiteinschlüsse. Zirkon ist in kleinen farblosen abgeschliffenen Kristallen nicht selten. Die Augite sind in mehreren Varietäten vorhanden: beinahe ganz farblos oder blaß grünlich, ohne Pleochroismus, mit positiver Hauptzone und 39°—42° Extinktion, positivem Charakter, an Diopside erinnernd. Außerdem selten dunkelgrün, ohne Pleochroismus, mit 38° Extinktion; endlich vielleicht noch seltener bräunlichviolett, mit positivem Charakter, ohne Pleochroismus, mit 42°—43° Extinktion. Trotzdem ist die Menge der Augite sehr gering. Auch einige Hypersthene finden sich in der Probe: γ = dunkelgrün, $\perp\gamma$ = braun, die Extinktion zu der schwachen Spaltungs-

richtung gerade, der Achsenwinkel groß, der Charakter negativ. Apatit ist in farblosen rundlichen Körnern nicht selten. Die Turmaline sind stark pleochroistisch: ε = blaß (graulich) gelb, ω = sehr dunkelbraun, einige Körner enthalten Magnetiteinschlüsse. Auch die Epidote sind pleochroistisch und zwar gelblichgrün und sehr blaßgelb. Von den Feldspaten ist der Mikroklin am häufigsten; Plagioklas findet sich seltener, mit Extinktion von 5°—7°, 10°—15°, 18°—19°, 18°—20°. Die wenigen Orthoklase sind gelblich getrübt. Von den wenigen Chloritblättchen enthalten einige Magnetit. Rutile sind selten und pleochroistisch: ε = bräunlichgelb, ω = orange. Auch pleochroistische Staurolithe kommen vereinzelt vor: γ = dunkelorange, $\perp\gamma$ = blaßgelb, die Extinktion zu der Spaltungsrichtung gerade; die Doppelbrechung schwach, der Achsenwinkel groß. Auch einige Körner farblosen Disthens sind vorhanden, dessen Extinktion zu c gemessen 31° beträgt, mit großem Achsenwinkel. Endlich waren auch zwei Körner Titanit zu bestimmen, mit Pleochroismus (bräunlichgelb und blaßgelb) großer Doppelbrechung, positivem Charakter und mittelmäßigem Achsenwinkel; dieselben geben eine starke Ti-Reaktion.

Sandprobe Nr. 45. (Loess from hard layers on N. slope of Ulugh at Pass. 12, VIII. 08. S. W. of Khotan.) Außerordentlich feiner, gleichmäßig kleinkörniger lößstaubähnlicher Sand, mit 0·08 mm durchschnittlicher Korngröße. Die Körner sind ziemlich kantig. Unter den Glimmern finden sich auch viel größere, als das Durchschnittsmaß.

Außer dem Quarz sind die Glimmer vorherrschend. Die Biotite sind gelblichbraun, braun, mitunter ins grünliche neigend und enthalten häufig Sagenit; der Achsenwinkel $2E$ = 18°, 52°. Einige Körner sind entschieden grün, optisch einachsig, chloritartig. Muskovitblättchen sind etwas seltener; $2E$ = 53°, 57°; einige derselben sind serizitartig. Von den Amphibolen sind auch hier die grünen Amphibole überwiegend: γ = dunkelgrün, manchmal dunkelbläulich grün, $\perp\gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 18°—20°. Braune Amphibole sind seltener: γ = dunkelbraun, $\perp\gamma$ = bräunlichgelb, Extinktion 15°—17°. Nicht selten findet sich auch an Aktinolith erinnernder farbloser oder blaßgrünlicher Amphibol, mit 16°—17° Extinktion. Außerdem fand ich auch zwei glaukophanähnliche Körnchen: γ = himmelblau, $\perp\gamma$ = blaßviolett, Extinktion 4°—6°, Hauptzone positiv, Charakter negativ(?). Die Kalzite sind meistens zwillingslamellar. Zirkon kommt in farblosen, abgeschliffenen Kristallen vor. Die Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun, ε = gelb. Magnetit ist ziemlich häufig. Die Disthenkörner sind farblos, mit 30°—32° Ex-

tinktion, großem Achsenwinkel; einige enthalten schwarze punktartige Einschlüsse. Epidot ist nicht selten, teils entschieden grün, mit deutlichem Pleochroismus: β = hellgrün, $\perp\beta$ = blaß gelblichgrün oder dünklergrün; teils sehr blaß, beinahe farblos. Apatit ist in farblosen rundlichen Körnchen vorhanden. An Feldspaten beobachtete ich einige Mikrokline und ein-zwei Plagioklase; bei letzteren beträgt die Extinktion zu der Zwillingsriefung gemessen: 14°—15°, 24°—27°, 7°—8°. Rutil ist selten; einzelne Körner sind pleochroistisch: ε = gelblichbraun, ω = blaß harzgelb; ein Körnchen war zitronengelb, ohne Pleochroismus. Von Pyroxenen beobachtete ich ein-zwei bräunlichgrüne nicht pleochroistische Augite mit 38°—42° Extinktion; einige Körnchen waren farblos, diopsidartig mit 36°—40° Extinktion. Granate sind sehr selten, blaß rosafarben, isotrop. Bei Untersuchung der Magnetite fand ich ein schwarzes, opakes, nicht magnetisches, lamellar ausgebildetes Korn, welches starke Ti-Reaktion gab, demnach wahrscheinlich Ilmenit ist. Als Titanit konnte ich mit Sicherheit nur ein Korn bestimmen, welches schwachen Pleochroismus zeigt: blaßgelblich und farblos, mit großer Doppelbrechung, positivem Charakter und $2E$ = zirka 48°.

Sandprobe Nr. 46. (Clay from Mazar Tagh. how desert range on Khotan R.) Die Probe besteht aus blaßroten, sandsteinartig zusammengekitteten Körnchen von durchschnittlich 0·15 mm Größe. Nachdem die Kittsubstanz ($CaCO_3$) durch Salzsäure gelöst ist, lassen sich die sandsteinartigen Brocken zwischen den Fingern leicht zerreiben.

Außer dem Quarz dominieren die Amphibole, meistens grüne Amphibole: γ = dunkelgrün, oder dunkelbläulichgrün, $\perp\gamma$ = blaß gelblichgrün, oder blaßgrün, die Extinktion wechselt von 15°—20°; braune Amphibole sind bedeutend seltener: γ = dunkelbraun oder grünlichbraun, $\perp\gamma$ = bräunlichgelb, Extinktion 16°—19°. Selten ist auch aktinolithartiger farbloser Amphibol zu beobachten, mit 15°—17° Extinktion. Zirkon ist in farblosen abgeschliffenen Kristallen häufig. Die Magnetite zeigen meistens eine frische Oberfläche, an einzelnen ist die unebene Bruchfläche deutlich sichtbar. Turmalin ist ziemlich häufig; ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb, manchmal mit einem Stich ins rosafarbige. Muskovitblättchen sind ziemlich selten, $2E = 76°$. Auch Biotit ist selten in braunen Plättchen: $2E = 34°$. Die sehr seltenen Granate sind blaß rosafarbig, isotrop. Die wenigen Epidote zeigen Pleochroismus: gelblichgrün und sehr blaß grünlichgelb; es waren aber auch blassere, beinahe farblose Körnchen zu beobachten. Feldspate sind selten: Mikroklin, Pla-

gioklas und sehr selten Orthoklas. An zwei Plagioklas-Körnchen ist die Extinktion zu der Zwillingsriefung gemessen: 12°—15°, 14°—15°. Die wenigen beobachteten Feldspate scheinen sämtlich ziemlich frisch zu sein. Einige braune ins violette neigende Augite, mit 40°—42° Extinktion, ohne Pleochroismus, wurden ebenfalls gefunden und sehr selten auch ein vereinzeltes Staurolithkörnchen mit starkem Pleochroismus: γ = dunkelorange, $\perp\gamma$ = blaßgelb, Extinktion zu den Spaltungslinien gemessen gerade, also $c = \gamma$; Doppelbrechung schwach und positiv, Achsenwinkel anscheinend sehr groß. Das beobachtete einzige Rutilkörnchen zeigt schwachen Pleochroismus: ε = dunkelgelb, ω = blaßgelb. Auch ein Disthenkörnchen fand sich, ganz farblos, mit 30° Extinktion zu der mit c parallelen Spaltungsrichtung gemessen; die andere, auf diese beinahe $\perp$ Spaltbarkeit wird nur durch sehr feine faserige Linien bezeichnet; der Achsenwinkel ist anscheinend groß, im Inneren des Kornes befanden sich zwei opake, schwarze punktähnliche Einschlüsse. Endlich das einzige gefundene Chloritblättchen war blaßgrün und schien nahezu optisch einachsig.

Sandprobe Nr. 48. (Loess from near Miran Fort. Miran, S. of Abdal, Lop nor). Die Probe besteht aus außerordentlich feinkörnigem, zusammenklebendem lößähnlichem Staub. Die durchschnittliche Größe der Körner beträgt 0·06 mm und weniger; viel kleinere staubartige Körnchen sind zahlreich vorhanden. Die Probe enthält verhältnismäßig viele Kolloidstoffe, so daß bei Separation in einer schwereren Lösung nach Abschlemmung der kolloiden Teile sehr wenig Material zurückblieb, aus welchem ich nur wenige Mineralien bestimmen konnte.

Die Quarze sind klar, durchsichtig, von einheitlichem optischen Verhalten. Von den Amphibolen finden sich häufiger grüne Amphibole: γ = dunkelgrün, $\perp\gamma$ = gelblichgrün, mit 18°—19° Extinktion; in einem wurde ein Magnetiteinschluß festgestellt. Sehr selten finden sich auch sehr blaßgrünliche, nicht pleochroistische aktinolithartige Amphibole mit 13°—17° Extinktion. Die Kalzite sind teils farblos, zwillingslamellar, teils gelblich mit aggregatartigem Verhalten. Die Probe selbst mit Salzsäure behandelt braust heftig auf; die schwache Kohärenz der Körnchen wird ebenfalls durch $CaCO_3$ bewirkt. Die wenigen Magnetite sind abgeschliffen, es kommen jedoch auch frische Bruchflächen aufweisende Körnchen vor. Die Biotitblättchen sind braun mit kleinem Achsenwinkel. Vereinzelt finden sich auch blaß rosafarbige, völlig isotrope Granate. Muskovitblättchen sind sehr selten; $2E = 56°$. Die ein-zwei Apatitkörnchen sind rundlich und farblos. Als Zirkon bestimmte ich zwei farblose abgeschliffene

Kristalle. Endlich konnte ich auch zwei Körnchen Epidot bestimmen, welche ziemlich ausgeprägten Pleochroismus zeigen: β = gelblichgrün, $\perp\beta$ = blaßgelb oder dunkler gelblichgrün, Extinktion zu mit der β parallelen Spaltungsrichtung gemessen gerade. Feldspate ließen sich mit Sicherheit nicht nachweisen.

Sandprobe Nr. 49. (Clay in front of low terrace C. 151. 4. III. 07. Desert between Lop nor and Tunhuang). Eine zusammenhängende Masse, welche mit Salzsäure behandelt unter starker Kohlensäureentwicklung in sehr feinen, mehlartigen Staub zerfällt. Die Kittsubstanz besteht demnach aus $CaCO_3$. Nach Schlemmung des durch die Lösung gewonnenen, aus sehr feinen Körnchen bestehenden Restes blieb nur sehr wenig Material zurück, mit durchschnittlich 0·4 mm Korngröße. Aus so wenig Material ließen sich natürlich nur wenig Mineralien bestimmen.

Außer dem Quarz fand ich vielleicht in größter Menge Glimmer. Die Biotitblättchen sind braun, schwarzbraun, manchmal grünlich, chloritisiert. Der Achsenwinkel beträgt $2E = 35°$. Muskovitblättchen sind weniger vorhanden, als Biotit; der Achsenwinkel $2E = 59°$. Von den Amphibolen sind die wenigen dunkelgrünen Amphibole stark pleochroistisch: γ = dunkelgrün, $\perp\gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 14°—19°. Auch ein-zwei sehr blaßgrünliche, nicht pleochroistische, aktinolithartige Amphibole mit 15°—17° Extinktion waren zu konstatieren. Die Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun oder dunkelbraun grün, ε = blaßgelb oder farblos gelblich. Die wenigen Granate sind blaß rosafarbig völlig isotrop; eines enthielt einen Magnetiteinschluss. Zirkon kommt in kleinen farblosen abgeschliffenen Kristallen vor. Feldspate spielen anscheinend eine sehr untergeordnete Rolle; ich konnte insgesamt einige Mikrokline mit Gitterstruktur, einen zwillingsgerieften Plagioklas mit 10°—12° Extinktion und einen einzigen Orthoklas mit Sicherheit feststellen.

Sandprobe Nr. 50 a. (Clay and sand stratum from eroded terrace. 20 m. E. of C. 153. 6. III. 07. Terminal bed (dry) of Su-lo-ho R.). Die Probe enthielt sehr wenig, höchstens 0·75 cm^3 Material. Die Körner sind von verschiedener Größe, von den kleinsten bis zu 2 mm und sämtlich stark abgerundet.

Die Quarze sind meistens wasserhell, durchsichtig, von einheitlichem optischen Verhalten; es kommen aber auch zahlreich graue, schwärzliche, gelbe und einige rote Körner vor. Eines enthielt einen Turmalineinschluß. Von den übrigen Mineralien sind wegen der geringen Menge des mir vorliegenden Materials nur einige Körner zu finden.

Die Amphibole sind grün: γ = dunkelgrün, $\perp \gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 14° — 18°. Die Magnetite sind rund, mit ziemlich frischer Oberfläche, die Granate völlig isotrop, blaß rosafarbig. Die Kalzitkörner sind meistens aggregatartig, ich fand nur ein einziges zwillingslamellares Korn. Von Feldspaten fand ich einige frische Mikrokline mit Gitterstruktur, einen Orthoklas und einen Plagioklas, letzteren zu der Zwillingsriefung gemessen mit 7°—8° Extinktion. Die vereinzelten Epidotkörner zeigen starken Pleochroismus: gelblichgrün und sehr blaß grünlichgelb; der Achsenwinkel ist groß. Außerdem fand ich zwei farblose stark abgeschliffene Zirkon kristalle und endlich noch zwei Körnchen sehr blaßgrünen, beinahe farblosen, diopsidartigen Augits mit 38°—50° Extinktion.

Sandprobe Nr. 53. (Silt from canal near Chalmia. 5. IX. 06. Khotan oasis.) Die Probe besteht aus kantigen, kaum abgeschliffenen Körnern, deren durchschnittliche Größe 0·15 mm beträgt, es kommen aber auch grössere und kleinere vor; die Glimmer erreichen auch eine Größe von 1·40 mm.

Die Quarze sind meistens farblos, häufig aber auch grau, mit schwarzen Interpositionen und rosafarbig. Einige Körner zeigen auch ein aggregatartiges Verhalten. Als Einschlüsse kommen Zirkon, Amphibol und Turmalin vor; ein Quarzkorn war mit Biotit verwachsen. Nach dem Quarz sind die Glimmer vorherrschend. An einem Muskovitblättchen maß ich den Achsenwinkel $2E = 65°$. Einige Blättchen erinnern an Serizit: diese geben kein deutliches Achsenbild. Biotit ist ungefähr in der gleichen Menge vorhanden, wie Muskovit; die Blättchen desselben sind meistens frisch, mit ausgeprägt dunkelbrauner bis schwärzlicher Färbung; einige zeigen einen Stich ins grünliche; der Achsenwinkel beträgt $2E = 23°$, 47°. Einige Blättchen enthalten Sagenit, mitunter Magnetit. Außer den Glimmern ist in größter Menge Amphibol vorhanden. Die grünen Amphibolarten überwiegen: γ = dunkel (mitunter bläulich) grün, $\perp \gamma$ blaß (gelblich) grün, Extinktion 15°—20°; einige Körnchen enthalten Magnetiteinschlüsse. Braune Amphibole lassen sich in viel geringerer Menge konstatieren; diese zeigen ebenfalls starken Pleochroismus: γ = dunkel (manchmal grünlich) braun, $\perp \gamma$ = blaß bräunlichgelb, Extinktion 15°—17°. Endlich konnte ich auch einige Körner beinahe völlig farblosen, aktinolithartigen Amphibol mit 14°—18° Extinktion beobachten. Die Kalzite sind teils zwillingslamellar, teils fleckig auslöschend. Die Magnetit-Körner sind ziemlich abgerundet und mit frischer Oberfläche. Von den Feldspaten waren zwillingsgeriefte Plagioklase am häufigsten, mit 10°—9°, 8°—12°, 11°—9°, 12°—15° Extinktion. Mikroklin

fand ich sehr selten; Orthoklas war nur in einem Falle sicher zu bestimmen; dieses Körnchen war nach P abgeflacht und zeigte deutlich die 0°-ige Extinktion. Granate kommen in einigen blaß rosafarbigen Körnern vor. Die wenigen Turmaline zeigen starken Pleochroismus: ω = dunkelbraun, ε = blaß (mitunter graulich) gelb. Außer dem wenigen gelblichgrün und sehr blaßgelblich pleochroistischen grünen Epidotkörnern kommen auch vereinzelt ganz blasse klinozoititartige Körner vor. Zwei kleine prismatische, farblose Körner mit starker Lichtbrechung — etwa 1·70 — und sehr schwacher Doppelbrechung erinnern an Zoisit; die Extinktion ist zu der Längsrichtung gerade, die Körner sind optisch zweiachsig, von positivem Charakter, und soweit sich ausnehmen ließ war $\rho > v$. Zirkon kommt im farblosen, abgeschliffenen Kristallen und in kleinen Bruchstücken vor. Die wenigen Apatite sind farblos, rundlich. Auch einige blaßgrüne Chloritblättchen waren vorhanden, in einem konnte ich einen Megnetiteinschluß beobachten. Sehr selten finden sich auch Staurolithkörner, welche einen ziemlich ausgeprägten Pleochroismus zeigen: γ = dunkelorange, $\perp \gamma$ = blaßgelb, die Extinktion ist zu den Spaltungslinien gerade, also $c = \gamma$, die Doppelbrechung schwach und positiv, der optische Achsenwinkel sehr groß. Disthen ist in sehr geringer Menge vorhanden; die Körner sind farblos, mit ziemlich schwacher Doppelbrechung, $c : \gamma =$ nahe 30°—31°; die Spaltbarkeit parallel zu c ist viel stärker, als die hierauf senkrechte, zu (001) parallele, welche nur durch sehr schwache Linien angedeutet ist. Auch zwei abgeschliffene prismatische Rutilkörner fand ich; dieselben sind pleochroistisch: ε = dunkler orange, ω = blaß harzgelb. In einzwei völlig farblosen, isotropen, abgeschliffenen Körnern endlich mit sehr starker Lichtbrechung glaube ich Spinell erkannt zu haben.

Sandprobe Nr. 54. (Soil from stratified «witness» bank, 5′ from surface, 12 m. N. N. E. of C. 121. Desert N. of Lop-nor.). Die Probe besteht aus ziemlich fest zusammenhängenden außerordentlich feinen Körnern, welche mit Salzsäure behandelt unter lebhaften Brausen auseinanderfallen. Der Rest enthält sehr viel Colloide, nach deren Schlemmung nur sehr wenig Material zurückbleibt. Die durchschnittliche Größe der Körner beträgt 0·04 mm ein großer Teil der Probe besteht jedoch aus feinem Schlamm, so daß bei so wenig zur Untersuchung geeigneten Material die Bestimmung natürlich schwierig war und nur wenige Mineralien ergab, da ich nach Sonderung des Quarzes mit Thoulets Lösung nur sehr wenig Mineralien mit grösserem spezifischen Gewicht erhielt.

Außer den Quarzkörnern konnte ich also nur die folgenden Mineralien bestimmen:

Die Amphibole gehören zu den grünen Varietäten und sind stark pleochroistisch: γ = dunkelgrün (manchmal grünlichblau), $\perp \gamma$ = gelblichgrün (sehr blaßgrün). Extinktion 17°—19°. Auch kamen einzwei Körner farblosen nicht pleochroistischen aktinolithartigen Amphibols vor. Granat ist in sehr blaß rosafarbigen Körnern zu finden. Glimmer sind selten. Die wenigen braunen Biotitblättchen besitzen einen ziemlich großen Achsenwinkel: $2E = 42°$. An einem Muskovitblättchen maß ich $2E = 51°$. Die wenigen Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkel (grünlich) braun, ε = blaßgelb, in einem Falle ε = blaß gelblichrosafarben. Magnetit kommt in glänzend schwarzen Körnchen vor. Von Feldspaten fand ich von jeder Art je ein Körnchen. Der Orthoklas war etwas gelblich trüb, der Mikroklin klar durchsichtig; der ebenfalls durchsichtige Plagioklas zeigte Zwillingsriefung und 11°—13° Extinktion. Endlich fand ich zwei Körnchen blaßgelblich und gelblichgrün pleochroistischen zu der Spaltungsrichtung gerade auslöschenden Epidot, einen farblosen rundlichen Apatit, einen abgeschliffenen Zirkon und eine blaßgrünliche Augitart, letztere ohne Pleochroismus, mit 38° Extinktion.

Sandprobe Nr. 57. (Loess from plateau S. of Pisha. N. of Karanghu-tagh, Kun-lun.). Die Probe ist von sehr geringer Menge. Die Körner sind ziemlich abgerundet von 0·15—0·20 mm durchschnittlicher Größe; es kommen aber auch grössere bis zu 0·40 mm und kleinere Körner vor.

Unter den Quarzen sind zahlreich graue, schwarze Einschlüsse enthaltende und fleckig auslöschende Körner. Einzelne sind länglich, von prismatischer Gestalt. Außer den Quarzen dominieren vielleicht die Glimmer. Die Biotitblättchen sind gelb, braun, selten mit einem Stich ins grünliche. Als Einschluß ist Magnetit, seltener Sagenit zu beobachten. Der Achsenwinkel beträgt $2E = 22°$, $23°$. Von den Muskovitblättchen enthielt eines einen Magnatiteinschluß. Der Achsenwinkel beträgt $2E = 59°$. Von Amphibolen sind dunkelgrüne Amphibole am häufigsten mit starkem Pleochroismus: γ = dunkelgrün, $\perp \gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 16°—19°. Braune Amphibole sind bereits viel seltener: γ = dunkelbraun, $\perp \gamma$ = gelblichbraun. Extinktion 14°—18°. Als große Seltenheit sind auch sehr blaßgrüne, beinahe farblose aktinolithartige Amphibole zu beobachten; dieselben sind nicht pleochroistisch, mit 14°—17° Extinktion. Die Kalzite sind überwiegend zwillingslamellar. Apatit

kommt in farblosen rundlichen Körnchen vor. Die Granate sind blaß rosafarbig, isotrop. Die Magnetite sind mitunter an der Oberfläche rostig, limonitisiert. Die wenigen Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun oder dunkel grünlichbraun, ε = blaßgelb oder blaßgraulichgelb. Die wenigen Chloritblättchen sind anscheinend optisch einachsig; eines enthielt einen Sageniteinschluß. Von Feldspaten konnte ich mit völliger Sicherheit nur den die charakteristische Gitterstruktur aufweisenden Mikroklin nachweisen, welcher in frischen, klar durchsichtigen Körnern vorkommt.

Sandprobe Nr. 59. (Clay from ridge 3 m. E. of Achikkuduk. III. 07. Desert between Sop-nor and Tunhuang.). Die Probe besteht aus zusammenhängendem, durch sehr fein mehlartige, außerordentlich kleine Körner gebildeten Staub, welcher verhältnismäßig viel colloidale Substanzen enthält, so daß nach Schlämmung derselben sehr wenig Material zurückbleibt.

Die Quarze sind überwiegend von optisch einheitlichem Verhalten, farblos durchsichtig. Außer dem Quarz kommt vielleicht in größter Menge Amphibol vor, meistens dunkelgrün gefärbter stark pleochroistischer grüner Amphibol: γ = dunkelgrün. $\perp \gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 16°—20°; einige enthalten Magnetiteinschlüsse. Braune Amphibole sind viel seltener: γ = dunkelbraun oder dunkel grünlichbraun, $\perp \gamma$ = blaß gelblichbraun, Extinktion 12°—18°. Auch einige Körner sehr blaßgrünen nicht pleochroistischen, aktinolithartigen Amphibols kommen vor, mit 14°—19° Extinktion. Die Magnetite besitzen eine frische glänzende, selten etwas rostige Oberfläche. Mit Salzsäure behandelt braust die Probe heftig auf; die Kalzitkörnchen sind zum Teil zwillingslamellar. Die wenigen Granate sind völlig isotrop, blaß rosafarben. Glimmer ist selten; die Biotitblättchen sind braun, dunkel schwarzbraun, mit $2E = 24°$ Achsenwinkel. Von den wenigen Muskovitblättchen zeigt eines den Achsenwinkel $2E = 49°$. Von den Feldspaten kommt der Mikroklin in frischen Körnern mit Gitterstruktur vor; an der Spaltfläche P des einen war 16° symmetrische Extinktion meßbar. Plagioklas fand ich nur ein Körnchen mit Zwillingsriefung und 10°—8° Extinktion. Orthoklas war durch zwei völlig farblose, durchsichtige Körnchen vertreten. Die wenigen Epidote sind gelblichgrün und sehr blaßgelb pleochroistisch, mit großem Achsenwinkel und negativem Charakter. Turmaline sind sehr selten und zeigen starken Pleochroismus: ω = dunkelbraun ε = blaß (graulich) gelb. Zirkon kommt in kleinen abgeschliffenen Körnern vor. Chlorit beobachtete ich in Gestalt zweier blaßgrüner, optisch einachsiger Blättchen. Auch ein Körnchen Staurolith war

zu bestimmen mit ziemlich starkem Pleochroismus: γ = bräunlichgelb, $\perp \gamma$ = blaßgelb, die Extinktion zu den Spaltungslinien gerade, $c = \gamma$, Doppelbrechung schwach und positiv.

Sandprobe Nr. 61. (Clay from foot of stratified terrace 10′ high. l. m. to W. of river debouchure from W. end of Khara-nor. N. W. of Tun-huang.). Die Probe besteht aus feinem Staub, dessen Körner eine durchschnittliche Größe von 0·06—0·08 mm besitzen und ziemlich kantig sind.

Außer dem Quarz ist vielleicht der Amphibol im größter Menge vertreten und von diesem wieder die grünen Amphibole mit starkem Pleochroismus: γ = dunkel bläulichgrün, $\perp \gamma$ = gelblichgrün, Extinktion 15°—19°. Braune Amphibole sind selten: γ = rot- (mitunter grünlich) braun, $\perp \gamma$ = blaß bräunlichgelb, Extinktion 11°—18°. Auch einige Körnchen sehr blaßgrünen, nicht pleochroistischen Amphibols mit 13°—18° Extinktion wurden gefunden. Zwei sehr kleine blaue Körnchen scheinen dem Brechungsexponenten nach glaukophanartige Amphibole zu sein; der Pleochroismus ist: dunkelblau-blaßrosafarben, da ich aber weder die Spaltbarkeit, noch das Achsenbild deutlich beobachten konnte, ist die Bestimmung zweifelhaft. Unter den Kalziten kommen zahlreich fleckig auslöschende vor, aber auch zwillingslamellare Körnchen sind häufig. Muskovit und Biotit ist ziemlich häufig. Der Biotit ist braun oder grünlichbraun, mit dem Achsenwinkel $2E = 32°$. Bei dem Muskovit beträgt der Achsenwinkel $2E = 60°$. Die Epidotkörnchen sind grün, mit deutlichem Pleochroismus: β = gelblichgrün $\perp \beta$ = sehr blaßgelb (nahezu α) oder dunkler gelblichgrün (nahezu γ). Die Magnetitkörnchen sind abgeschliffen. Zirkon kommt in farblosen abgeschliffenen kleinen Kristallen vor. Die Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb; einzelne Körnchen enthalten Magnetiteinschlüsse. Die wenigen Granate sind blaß rosafarben, isotrop. Apatit kommt in farblosen rundlichen und prismatischen Körnchen vor. Feldspate sind ziemlich selten; die Mikrokline sind farblos zeigen Gitterstruktur, und einen reinen Kern; die Plagioklase zeigen zu der Zwillingsriefung gemessen 10°—12°, 13°—14°, Extinktion; die zwei beobachteten Orthoklase sind klar, mit frischem Kern. Rutil ist sehr selten, mit Pleochroismus: ε = bräunlichgelb, ω = blaßgelb. Endlich konnte ich auch ein Körnchen Titanit bestimmen, dasselbe ist blaßgelb und bräunlichgelb pleochroistisch, zeigt sehr starke Lichtbrechung, außerordentlich große positive Doppelbrechung, einen mittelmäßigen Achsenwinkel und gab eine starke Ti-Reaktion.

Sandprobe Nr. 63. (Soil from new canal 3′ below gravel surface to S. of Sarigh, Sampula. 28. III. 08. Khotan oasis.) Die Körner sind durchschnittlich 0·10—0·15 mm groß; die Probe enthält jedoch auch viel größere zusammengekittete Körner, welche mit Salzsäure behandelt, unter starkem Aufbrausen auseinander fallen. Die Kittsubstanz ist demnach ein Karbonat.

Außer dem Quarz sind die Glimmer vorherrschend. Die Biotitblättchen sind sehr dunkelbraun, seltener gelblich oder grünlich. Achsenwinkel $2E = 21°, 35°$. Von den Muskovitblättchen habe ich an einem $2E = 51°$ gemessen. Von den Amphibolen sind wiederum die grünen Amphibole überwiegend: γ = dunkelgrün, mitunter dunkel bläulichgrün, $\perp \gamma$ = blaß gelblichgrün, Extinktion 17°—19°. Braune Amphibole sind nicht zahlreich vorhanden: γ = dunkelbraun, $\perp \gamma$ = blaß bräunlichgelb, Extinktion 12°—19°. Auch ganz blasser, nicht pleochroistischer aktinolithartiger Amphibol kommt vereinzelt vor, mit 14°—18° Extinktion. Ferner konnte ich auch zwei Körnchen glaukophanartigen Amphibols beobachten: γ = himmelblau, $\perp \gamma$ = rosafarben, $c\gamma$ — 4°—5°. Granat ist ziemlich häufig in blaß rosafarbigen isotropen Körnchen, welche mitunter Magnetit enthalten. Die Turmaline sind stark pleochroistisch: ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb. Unter den Kalziten sind zwillingslamellare Körner häufig. Die Magnetite zeigen eine glänzende Oberfläche. Die Epidote sind teils dunkler, mit Pleochroismus (gelblichgrün und grün), teils sehr blaß. Zirkon kommt größtenteils in farblosen, abgeschliffenen kleinen Kristallen vor, findet sich aber auch in kleinen eiförmigen, farblosen und graulichgelben Körnern. Von Feldspaten kommt in sehr geringer Menge sowohl Mikroklin als auch Plagioklas und Orthoklas vor. Die Plagioklase zeigen zu der Zwillingsriefung 8°—6°, 10°—9° Extinktion. Die wenigen Chloritblättchen sind grün, mit sehr schwacher Doppelbrechung, eines enthielt schwarze opake Einschlüsse. Apatit kommt in farblosen rundlichen, seltener in prismatischen Körnchen vor. Rutil beobachtete ich in zwei länglichen, stäbchenförmigen Körnchen mit deutlichem Pleochroismus: ε = dunkler bräunlichgelb, ω = blaß harzgelb. Auch ein-zwei Körner hypersthenartigen Pyroxens konnte ich bestimmen: γ = grün, $\perp \gamma$ = bräunlichgelb, $c = \gamma$, mit anscheinend negativem Charakter. Endlich ließen sich noch sehr vereinzelt Staurolithe bestimmen, mit ziemlich starkem Pleochroismus: γ = bräunlichgelb; $\perp \gamma$ = blaß orange, γ fällt mit den schwachen Spaltungslinien zusammen; die Doppelbrechung ist ziemlich schwach.

*

Der leichteren Übersicht wegen habe ich die aus den einzelnen Proben bestimmten Mineralien in der untenstehenden Tabelle zusammengestellt.

Nummer des Sandes	Ilmenit	Titanit	Andalusit	Staurolit	Korund	Rutil	Hypersthen	Sillimanit	Spinell	Augit	Apatit	Disthen	Turmalin	Chlorit	Zirkon	Magnetit	Granat	Epidot	Plagioklas	Mikroklin	Orthoklas	Biotit	Muskovit	Kalzit	Amphibol
1.																									
3.																									
6.																									
12.																									
13.																									
15.																									
17.																									
20.																									
22.																									
24.																									
27.																									
28.																									
30.																									
31.																									
33.																									
35.																									
37.																									
45.																									
46.																								mit HCl gelöst	
48.																									
49.																								mit HCl gelöst	
50a.																									
53.																								mit HCl gelöst	
54.																									
57.																									
59.																									
61.																									
63.																									

Natürlich enthalten die einzelnen Sandproben außer den angeführten Mineralien möglicherweise auch noch andere, da die Entdeckung besonders der seltener vorkommenden Mineralien häufig vom Zufall abhängt. Anderesteils ist auch eine genaue Bestimmung der außerordentlich kleinen Splitter undurchführbar. Endlich war auch die mir zu Verfügung stehende Menge der einzelnen Proben so gering, daß es gewagt wäre aus den Resultaten der Bestimmung kühne Folgerungen zu ziehen.

Trotzdem weisen die Untersuchungen einige interessante Erscheinungen auf.

Die mineralogische Zusammensetzung der Proben ist im Detail ziemlich abwechselnd, im großen ganzen sind dieselben aber dennoch von ähnlicher Zusammensetzung.

In den von den westlichsten Punkten, aus der Umgebung von Khotan stammenden Proben kommen die Glimmer in großer Menge vor. (Probe Nr. 3, 6, 12, 15, 45, 53, 57, 63.) Außerdem enthält auch die Probe Nr. 35 sehr viele Glimmer.

In den von Takla-makan stammenden Proben Nr. 37 und 46 ist die Menge der Glimmer bereits geringer, und es treten die auch in den vorhergehenden Proben ziemlich zahlreich vorhandenen Amphibole in den Vordergrund. Von hier ostwärts nimmt die Menge der Glimmer stetig ab, die Amphibolarten überwiegen. (Probe Nr. 1, 13, 17, 20, 22, 24, 27, 28, 48, 54, 59.) In Probe Nr. 50 aus dem Gebiete südlich vom Kuruk tagh, fand ich überhaupt keine Glimmer. Die Proben Nr. 49 und 61 enthalten jedoch ziemlich viel Glimmer.[1]

Einen abweichenden dritten Typus repräsentieren anscheinend die Proben Nr. 30, 31 aus der Gegend von Kan-chou, in welchen auch die Amphibole im Hintergrund bleiben. Endlich scheint auch die Probe Nr. 33 aus der Gegend von Karakhoja Hassar einen anderen Typus zu repräsentieren, da in derselben Pyroxene bereits ziemlich häufig auftreten, während die Amphibole ziemlich im Hintergrund bleiben.

*

Zum Schluß füge ich auf Wunsch Herrn Dr. Aurel Steins als Anhang, Nummer und Fundort der sämtlichen gesammelten Sand- und

[1] Diese Erscheinung, daß die Menge der Glimmer ostwärts gegen die Gobi-Wüste zu abnimmt, wird auch durch eine meiner früheren Untersuchungen bestätigt (A. Vendl: Über die Sande der Gegenden des Tarim-Beckens, Földtani Közlöny XLI. (1911), 361—372.

Bodenproben im ursprünglichen englischen Text bei. Die von mir untersuchten Proben sind mit einem * versehen.

List of sand and clay specimens.

*1. Sand from dune 5 m. N. of Camp 122. 16. XII. 06. Desert N. of Lop-nor.

2. Sand from dune 6′, 11 m. S. W. of Camp. 129. 2. I. 07. Desert N. of Lop-nor.

*3. Sand from dune 20′, E. edge of Balamaskum, Khotan. 5. IV. 08. N. edge of Khotan oasis.

4. Rubble and sand from outer passage, A. T. I. Akterek, N. E. edge of Khotan oasis.

5. Sand from top of dune, A. T. Akterek, N. E. edge of Khotan oasis.

*6. Sand from 6″ above floor, Rawak v. court, N. W. stairs. Rawak to N. of Khotan oasis.

7. Sand from 3′ 6″ above floor Rawak v. court, N. W. stairs. Rawak to N. of Khotan oasis.

8. Camp. 149. Kum-kuduk. 2. III. 07. Desert between Lop-nor and Tun-huang.

*9. Sand from dune 5 m. E. of Camp 153. Besh-toghrak. 6. III. 07. Desert between Lop-nor and Tun-huang.

10. Dune 2 m. S. of Ulugh-Mazar Chira. 22. III. 08. Desert N. of Chira.

11. Sand from Shakum, C. 340, 24. II. 08. Desert W. of Keriya R.

*12. Fine sand resting below coarse one (spe ?) on L. bank of new river 6 (?) m. S. of Camp. 328, Keriya R. 15. XI. 08. End of Keriya R.

*13. Sand from Sai S. W. of Charchan. Charchan.

14. Sand. N. XIV. 21. X. 06. Niya site.

*15. Sand from floor, N. XXVI. VI. Niya site.

16. Sand from above floor in N. XXII. III. Niya site.

*17. Sand from near witness, Miran Fort. Miran, S. of Lop-nor.

18. Sand from surface of L. A. IV. (4′ above floor). Site N. of Lop-nor.

19. Sand from floor of L. A. IV. II. (4′ from surface). Site N. of Lop-nor.

*20. Sand from S. foot of ancient wall, 3 m. E. of Pootai VII. 8. III. 07. Ancient wall, desert W. of Tun-huang.

21. Sand from dune near witness, ½ m. W. of T. XXVIII. 28. III. 07. Ancient wall, desert N. of Tun-huang.

*22. Sand adjoining field at W. end of Tun-huang oasis. 15. V. 07. Ancient wall, desert N. of Tun-huang.

23. Sand from eroded cliff of Yar E. of Nan-hu, 10′ from surface. 8. IV. 07. Nan-hu, S. W. of Tun-huang.

*24. Sand from dune along E. wall, Nan-hu town, 4. IV. 07. Nan-hu, S. W. of Tun-huang.

25. Sand layer 2′ thick. circ. 4′ from top of bank by river E. of Nan-hu. 10. IV. 07. Nan-hu, S. W. of Tun-huang.

26. Drift sand at foot of clay terrace 1 m. W. of river debouchure, from W. corner, Khara-nor Lake. N. W. of Tun-huang.

*27. Sand from E. wall (outside) old town, An-hsi. N. W. of Tun-huang.

*28. Dune to N. of wall, So-yu-cheng, 15′ high. 28. VI. 07. Deserted town, S. of Chiao tzu, An-hsi district.

29. Sand from dune overgrown with scrub, Su-lo-ho R. sources. 10 m. E. of C. 214. 13. VIII. 07.

*30. Sand from Barkhan, Su-lo-ho head basin. 14 m. E of C. 214. 13. VIII. 07.

*31. Sand from He-shuei-kuo eroded site Kan-chou. 27. VIII. 07. Deserted town. W. of Kan-chou.

*32. Coarse grained sand from low yardang 1 m. E. of Chong Hassar, Turfan.

33. Sand from low dune, 5′, 3 m. below Eski Langar, Pichan, Turfan.

34. Fine sand, over coarse on dune, 3′, W. of Kichik-Hassar. 17. XI. 07.

*35. Sand from Charchak Darya. 13. I. 08. Desert S. W. of Korla.

36. Sand from Achik Darya, dune 12′. 31. I. 08. Dry bed of Tarim, S. of Shahyar.

*37. Sand from dune 20′, 4 m. S. of Camp. 318. 4. II. 08. Takla-makan, S. of Shahyar.

38. Sand from well, 13′, at Camp. 319. 4. II. 08 (?) Takla-makan, S. of Shahyar.

*39. Coarse sand, from surface of bank 5′ above new river, 5 m. S. of Camp. 328. 15. II. 08. End of Keriya R.

40. Sand from debouchure of Zailik R. 20. VIII. 08. Yurung-kash R. bank, in mountains S. E. of Karanghu-tagh, circ. 12,400′ above sea.

*41. Sand from Yurung-kash bank, Zailik debouchure. 20. VIII. 08. Zailik above sea.

42. Tarim R. Tikeliktagh. 6. IX. 08. S. E. of Khotan.

43. (Cancelled).

44. Sand from Kum-rahat, Padshahim. W. of Khotan oasis.

*45. Loess from hard layers on N. slope of Ulughat Pass. 12. VIII. 08. S. W. of Khotan.

*46. Clay from Mazar Tagh. Low desert range on Khotan R.

47. Loess from river bak N. XLI. Niya site.

*48. Loess from near Miran Fort. Miran, S. of Abdal, Lop-nor.

*49. Clay in front of low terrace Camp. 151. 4. III. 07. Desert between Lop-nor & Tun-huang.

*50. a & b. Clay and sand stratum from eroded terrace, 10 m. E. of Camp. 153. 6. III. 07. Terminal bed (dry) of Su-lo ho R.

51. Clay from eroded terrace, 10 m. E. of Camp. 153. Terminal bed (dry) of Su-lo-ho R.

52. Shale from cliff to S. of old Wadi, 5 m. E. of Camp. 154. 7. III. 07. Terminal bed (dry) of Su-lo-ho R.

*53. Silt from canal near Chalmia. 5. IX. 06. Khotan oasis.

*54. Soil from stratified «witness» bank, 5′ from surface, 12 m. N. N. E. of Camp. 121. Desert N. of Lop-nor.

55. Stratified loess, Camp. 120. Desert N. of Lop-nor.

56. Soil from low eroded «witness» 4 m. S. of Camp. 129. Desert N. of Lop-nor.

*57. Loess from plateau S. of Pisha. N. of Karanghu-tagh, Kun-lun.

58. Clay from cliff of Yar, E. of Nan-hu, 12′ from surface. S. W. of Tun-huang.

*59. Clay from ridge 3 m. E. of Achik-Kuduk. III. 07. Desert between Lop-nor & Tun-huang.

60. Clay from wall of rivel cutting formed in 1903, N. of Nan-hu, 20′ below old level. 7. IV. 07. S. W. of Tun-huang.

*61. Clay from foot of stratified terrace 10′ high, 1 m. to W. of river debouchure from W. end of Khara-nor. N. W. of Tun-huang.

*62. a & b. Marl and sandstone detritus from cliff E. of Toghrak-bulak, Camp. 154. 8. III. 07. Terminal delta of Su-lo-ho.

63. Soil from new canal 3′ below gravel surface to S. of Sarigh, Sampula. 28. III. 08. Khotan oasis.

64. Silt in canal near Toghoghat, Keriya oasis. 16. III. 08.

65. Clay from eroded ground, Kara-dong. Camp. 21. II. 08. Keriya R. end.

*66. Clay from 6 m. to S. of Camp. 318. Taklamakan, S. of Shahyar. 4. II. 08.

67. Clay from Zailik valley, Yurung-kash R. headwaters, Kun-lun. 19—20. VIII. 08.

68.

69.

70.

*71. Sand in which snail-shells were found, 6 m. S. W. from Camp. 127. Desert N. of Lop-nor.

72. Sand from tamarisk zone 6 m. S. W. of Camp. 340. (Shells found with it.) Desert edge N. of Domoko-Keriya line.

73. Sand from loco dunes on old rives above Camp. 321. 7. II. 08. Darabzan-dong, Domoko.

Budapest, 1911. Mineralogisch-geologisches Institut des Josefs-Polytechnikums.

Vendl: Sande und Böden aus Mittelasien.

Mal

VORLÄUFIGE KARTENSKIZZE

Zur Darstellung der Reiserouten **Dr. A. Steins** gelegentlich seiner Expedition in das chinesische Turkestan und nach Kanchou.

ZEICHENERKLÄRUNG:

– – – – – – Reiseroute. ⑫ Fundorte von Sandproben.

ERKLÄRUNG ZUR TAFEL II.

Die Aufnahmen sind nach in Benzol befindlichen Körnchen angefertigt.

Fig. 1. Probe Nr. 24. m = Magnetit; c = Chlorit; die übrigen Körner sind grüner, brauner und sehr blassgrüner Amphibol; a = drei grössere Magnetiteinschlüsse enthaltender Amphibol. Vergr. 1 : 50.

Fig. 2. Nr. 27. Quarzkörner, teils farblos durchsichtig, teils mit schwarzen Interpositionen angefüllt. Vergr.: 1 : 50.

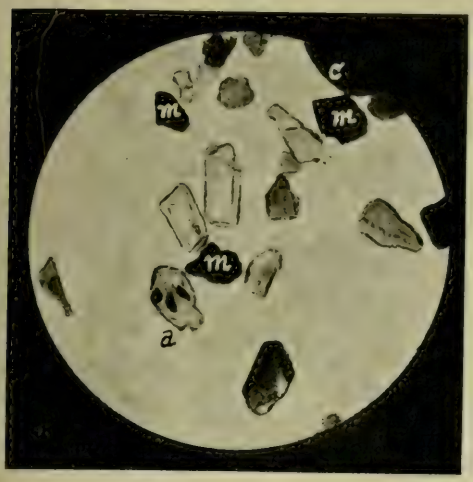
Fig. 3. Probe Nr. 28. Aus der Partie mit grösserem spezifischen Gewicht als 3; m = Magnetit; gr = Granat; z = Zirkon; l = limonitisierter (rostiger) Magnetit. Die übrigen Körner sind überwiegend dunkelgrüne Amphibole, die zwei blassen Körnchen sehr blassgrüne Amphibole. Vergr.: 1 : 50.

Fig. 4. Probe Nr 31. z = Zirkon mit zonaler Struktur; a = blassgrüner, (aktinolithartiger) Amphibol; die übrigen Körner sind Magnetit. Vergr.: 1 : 80.

Fig. 5. Probe Nr. 33. o = Orthoklas, an den Spaltungslinien stark getrübt, verwittert. Das übrige sind Quarzkörner und zwar zwei wasserhell, die übrigen mit dunklen Interpositionen angefüllt. Vergr.: 1 : 50.

Fig. 6. Probe Nr. 45. Aus der Partie mit grösserem spezifischen Gewicht als 3; b = Biotit: d = Disthen; ap = Apatit; m = Magnetit; g = Granat; a = Amphibol. Die nicht besonders bezeichneten Körnchen sind grösstenteils ebenfalls Amphibole. Vergr. 1 : 50.

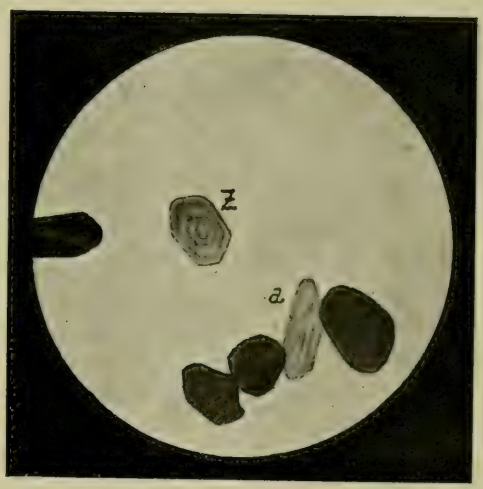
Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. ungar. geol. Reichsanstalt
Bd. XXI. Taf. II.



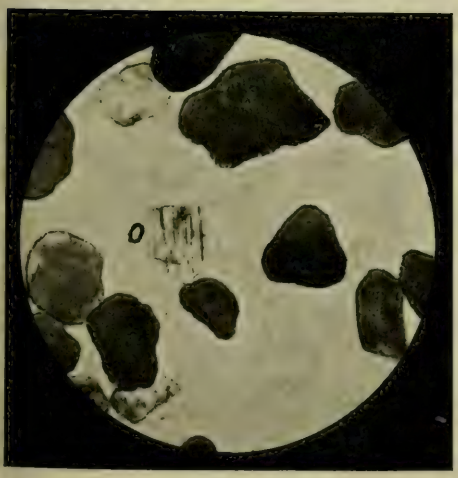
1.

2.

3.



4.



5.

6.

2.

DIE ENTWICKLUNG DES JURAS AUF KEPHALLENIA.

VON

Dr. phil. CARL RENZ

PRIVATDOZENT AN DER UNIVERSITÄT
UND TECHNISCHEN HOCHSCHULE IN BRESLAU.

MIT TAFEL III UND 1 TEXTFIGUR.

Einer kürzlich in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. erschienenen Beschreibung der Insel Ithaka[1] möchte ich meine Untersuchungsergebnisse im Jura des benachbarten Kephallenia folgen lassen.

Ich schloß meine damaligen Ausführungen mit dem Hinweis, daß sich die obertriadisch-liassischen Kalkmassen des Kavellares auf Ithaka, ebenso wie die höheren liassischen und mitteljurassischen Ablagerungen, in gleicher Entwicklung in den Gebirgen von Samos auf Kephallenia, im Avgos und den Kokkini Rachi, fortsetzen.

Der Kanal zwischen Ithaka und Kephallenia entspricht einem etwa längsgerichteten Graben, ein Werk der jungtertiären bis quartären Bruchbildung, die auch sonst die Umrisse der Ionischen Inseln geschaffen hat.

Der die beiden Gebirgsfragmente Ithakas verbindende stark verworfene Isthmus des Aëtos liegt in der direkten Verlängerung einer bereits in Akarnanien beobachteten diagonal verlaufenden Störungszone.

Dem Einbruch der Molo-Bucht entspricht auf der kephallenischen Seite die Einbuchtung von Samos.

Das östlich der Bucht von Samos vorspringende Vorgebirge des Kap Mitykas ist der nördliche Ausläufer des Avgos-Kokkini Rachi-Gebirgszuges, der in den beiden gleichnamigen Gipfeln kulminiert (Avgos 915 m; Kokkini Rachi 1100 m).

Dieser Gebirgszug wird schon orographisch von dem kephallenischen Hauptgebirge, den Megalovuni, durch die tiefe Einsenkung von Pyrgi und die von hier einerseits zum Golf von Samos, andererseits nach Pronni hinabziehenden Täler scharf geschieden.

Aber auch in ihrer geologischen Altersstellung dürfte ein durchgreifender Unterschied vorliegen, da das kephallenische Hauptgebirge mit dem Aenos als Spitze nach J. Partsch[2] im wesentlichen aus kretazischen Kalken besteht, während sich das Avgos- und Kokkini Rachi Gebirge vorzugsweise aus jungtriadischen bis altjurassischen Gesteinen aufbaut.

Voraussichtlich bildet die eben erwähnte Senke von Pyrgi einen westlichen Seitenarm des Ithaka von Kephallenia trennenden Längsgrabens, in den nördlich von Samos auch die hierzu diagonal verlau-

[1] Carl Renz. Die Insel Ithaka. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1911. Bd. 63. S. 468—495. Mit geologischer Karte.

[2] J. Partsch, Kephallenia und Ithaka. Petermanns Mitteil. Gotha 1890. Ergänz.-Heft No. 98.

fenden bereits erwähnten Störungslinien eingreifen, bezw. der kephallenisch—ithakesische Längsgraben zerteilt sich an diesem Kreuzungspunkt der Bruchzonen nördlich vom Kap Mitykas in zwei Arme.

In der Verlängerung des westlichen Grabenrandes von Pyrgi folgt die Küstenlinie Samos — H. Evphimia und der Bruch H. Evphimia — Bucht von Myrtos.

Es handelt sich also um ein Bruch- und Schollengebiet par excellence, dessen Entstehung auf die schon erwähnte jüngere Bruch- und Erdbebenbildung zurückgeht, die sämtliche in der ursprünglichen Altersstellung der Gebirgszonen vorhandenen Höhenunterschiede umgestaltet und Meerengen und Inseln, Binnenseen und Binnenebenen, Längs- und Quergräben geschaffen hat.

Die hier näher zu betrachtende horstförmige Gebirgsscholle des Avgos und der Kokkini Rachi wird sonach auf allen Seiten von Einbrüchen umrahmt, ebenso wie sie auch an sich noch von Verwerfungen durchsetzt ist.

So fehlt der natürliche Zusammenhang mit den die Insel im übrigen aufbauenden Gebirgsgliedern und auch sonst vermag ich über die Beziehungen dieses östlichsten Gebirgsabschnittes zum Hauptgebirge nur wenig zu sagen, da ich das erstere zunächst noch nicht näher kenne und erst jetzt seine genauere Erforschung in Angriff nehmen will.

So viel steht aber heute schon fest, daß die Gebirge des Avgos und der Kokkini Rachi zur Ionischen Gebirgszone und zum Ionischen Faziesgebiet gehören, während diese Frage beim Aenos und den übrigen kephallenischen Gebirgen noch offen bleibt und es sich vielleicht um eine weitere Gebirgszone handelt.

Eine Entscheidung hierüber läßt sich auf Grund einer flüchtigen Durchquerung und lediglich nach der Fernsicht nicht fällen, denn die mannigfache Ausbildung der verschiedenen Gebirgszonen tritt in den Verschiedenheiten der äußeren Landschaftsform nur wenig zutage und enthüllt sich erst bei sorgfältigen Einzelaufnahmen. Die altersverschiedenen Kalke von Hellas pflegen in gleicher Höhe stets die gleichen Oberflächenformen zu zeigen.

Falls das kephallenische Hauptgebirge in der Tat einem neuen Faziesbezirk entsprechen sollte, so würde es sich hierbei um die westlichste der griechischen Gebirgszonen handeln.

Ich teilte die hellenischen Gebirge [1] bis jetzt in fünf Gebirgszonen, nämlich in:

[1] Carl Renz, Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1912. Bd. 64. Monatsber. No. 8. S. 437—465.

1. die Ionische Zone,
2. die Olonos—Pindoszone,
3. die Osthellenische Zone,
4. die Zentralpeloponnesische Zone,
5. die ægæischen Zentralmassive und untergeordnete kristalline Massen, von mehr oder minder dynamometamorph veränderten Sedimentgürteln umrahmt.

Die Sedimentglieder, die den östlichsten Gebirgsabschnitt der Insel Kephallenia zusammensetzen, stimmen, wie gesagt, in ihrer petrographischen und organischen Ausstattung, in ihrer Altersstellung und gegenseitigen Ablösung mit der ionischen Entwicklung überein.

Im Bezirke der Ionischen Zone tritt die Trias in der Fazies mächtiger Kalkmassen auf.

In der karnischen Stufe wurden schwarze Carditakalke nachgewiesen, die aber nach meiner bisherigen Kenntnis auf Korfu und Zante beschränkt sind; recht verbreitet sind jedoch allerorts obertriadische, dem alpinen Hauptdolomit vergleichbare, meist graue Dolomite (bezw. dolomitische Kalke).

In der Obertrias und im Rhät herrschen ferner lichte Kalkmassen mit Gyroporellen und lokal auch mit Korallen, u. a. mit den Zlambacharten *Phyllocoenia decussata* Reuss, *Stylophyllopsis caespitosa* Frech, *Thecosmilia* div. spec. usw. Bisweilen kommen auch Megalodonten vor.

Diese Kalkfazies reicht bis zum Mittellias empor und führt in ihren obersten Partien mancherorts Brachiopoden der mittelliassischen Aspasiafauna, seltener auch Cephalopoden.

Auf Kephallenia speziell wurde zusammen mit einigen dem Mittel- und Unterlias gemeinsamen Brachiopodenarten eine relativ charakteristische Terebratel (*Terebratula Foetterlei* Boeckh) aufgesammelt, die bisher nur aus dem Unterlias des Bakony bekannt war und auch auf Kephallenia für ein unterliassisches Alter der sie führenden Kalke sprechen dürfte. Der Unterlias muß natürlich gleichfalls in den von der Obertrias bis in die Oberregion des Mittellias emporreichenden petrographisch annähernd gleichartigen Kalkmassen enthalten sein; seine palæontologische Vertretung einigermaßen gesichert festzustellen, ist nunmehr zum erstenmal auf Kephallenia geglückt.

Eine präzisere Abgrenzung dieser Kalkmassen in einzelne Horizonte konnte aus Mangel an zureichendem paläontologischem Material und bei dem Fehlen prägnanter Schichtungslinien bislang noch nicht erfolgen.

Die zeitlich äequivalenten Bildungen der nächst östlicheren Olo-

nos—Pindoszone entsprechen der Tiefsee-Entwicklung der Obertrias, d. h. dem Hervortreten kieseliger Gesteine neben untergeordneten Plattenkalken.

Die rein kalkige Entwicklung der Obertrias und des Rhäts kehrt erst östlich der Olonos–Pindoszone wieder und zwar im Oetagebirge, in den lokrischen Gebirgen, im Helikon, im Korombiligebirge und im Kithæron. Es handelt sich hier meist um dunkle bis graue Korallen und Megalodonten führende Kalkmassen, nur im Helikon, Korombili und Kithæron herrscht eine Entwicklung, die sich der ionischen angleicht. Das Rhät tritt im Oetagebirge als Brachiopodenkalk in karpathischer Fazies auf. Auch im östlichen Griechenland dürfte die jeweilige triadische Kalkfazies noch in den Lias hinaufreichen, in der Argolis herrschen jedenfalls in der Obertrias und im Lias dieselben Verhältnisse, wie in der Ionischen Zone.

Der meist in der Fazies bunter Mergel- und Knollenkalke entwickelte Oberlias der Ionischen Zone zeichnet sich durch seine reiche faunistische Enfaltung aus.

In der gleichen konkretionären Ausbildung erscheint der ebenfalls fossilreiche untere Dogger. Es handelt sich sowohl im Oberlias, wie im Unterdogger um Ammonitenfaunen, die sich der gleichzeitig lebenden Tierwelt der apenninischen, südalpinen und ungarischen Vorkommen (Bakony, Gerecse- und Vértesgebirge) anschließen.

Zu erwähnen sind noch schwarze Posidonienschiefer (*Posidonia Bronni* Voltz) in schwäbischer Fazies. Das Ineinandergreifen der schwäbischen und alpinen Entwicklung, wie es z. T. auf Korfu in Erscheinung tritt, verdient noch besonderer Erwähnung.

In der Olonos-Pindoszone sind die Knollenkalke des Oberlias und Unterdoggers nicht bekannt, sie wiederholen sich jedoch in gleicher fazieller und faunistischer Entfaltung in der Argolis.

Die bunten konkretionären Bildungen der Ammonitenfazies werden als Ablagerungen der Tiefsee gedeutet, wie denn überhaupt vom Oberlias ab auch in der Ionischen Zone die abyssische Entwicklung Platz greift und bis in die Unterkreide hinein anhält. Auch hier spielen neben Plattenkalken und Schiefern die Hornsteine eine grosse Rolle. Unter den fossilführenden Gliedern sind hervorzuheben die Stephanocerenkalke der Bayeuxstufe, die Posidonienschichten (*Posidonia Buchi* usw.) des obersten Doggers, die oberjurassischen Aulacomyellen- und Aptychenschichten. Es handelt sich sonach auch hier um die alpine Entwicklung der Juraformation.

In der Ionischen-, wie in der Olonos-Pindoszone dominieren, abgesehen von der jugendlichen Schollenzerstückelung, mitteltertiäre Fal-

tungen; in beiden Zonen hat die starke Wirkung der tektonischen Kräfte auch zu Überschiebungen bezw. zur Bildung von Decken geführt.

Den geologischen Aufbau des Avgosgebirges auf Kephallenia habe ich auf einer Exkursion:

von Samos über Zervata—Avgos nach Phuchta und zurück über Muzakata nach Samos

kennengelernt.

Von Samos aus führt der Weg zunächst in dem Schwemmland und Geröll des von Kulurata herabkommenden Tales aufwärts. Es handelt sich hier, wie gesagt, um jene breite und tiefe Einsenkung, die den Avgos vom kephallenischen Hauptgebirge scheidet, das sich von hier aus gesehen als hohe, recht ausdruckslose, durch einige Einkerbungen gegliederte Gebirgsmauer präsentiert. Über die nördliche dieser Einkerbungen führt die Hauptstraße von Kephallenia nach Samos, den südlicheren höheren Pass von H. Elevtherios benützt die Chaussée von Valsamata nach Charakti.

Bei Ranetata erscheinen mit schwach östlicher bis südöstlicher Neigung (20°) unter den jugendlichen Bildungen plattige, stark gequetschte Kalke bezw. Kalkschiefer von grauer Färbung.

Die hier entblößten Kalkschiefer des Talgrundes von Samos stehen nach J. Partsch bei Pyrgi in enger Verbindung mit Hippuritenkalken, sind also demnach kretazisch, wofür auch ihr ganzer Habitus spricht.

Dieser Rest jungmesozoischen Gebirges wird jedoch beim Aufstieg nach Zervata alsbald wieder von jugendlichen, hier wohl in der Hauptsache schon neogenen Ablagerungen verhüllt, die den Fuß des Avgosgebirges bis zu erheblichen Höhen einsäumen.

Diese weichere Neogenzone bildet eine ausgesprochene Vorstufe des Gebirges, auf der sich als Quellenhorizont eine Anzahl Dörfer angesiedelt haben.

Oberhalb Zervata tritt nun erst das Grundgebirge des Avgos zu Tage; es handelt sich um die weißen, obertriadisch-liassischen Kalkmassen, die überall im Ionischen Faziesgebiet in diesem Niveau wiederkehren und hier oberhalb Zervata zunächst mit einer Oberflächenbreccie aus gleichem Gestein verkleidet sind.

Die Grenzzone zwischen dem anlagernden Neogen und den Gebirgskalken wird durch diesen Breccienmantel verhüllt.

Kurz vor Erreichung der Höhen im Norden des Avgos enthält der weiße Kalk des Grundgebirges ziemlich reichlich Brachiopoden. Der Kalk ist hier weiß, etwas körnig und nicht so kristallin, wie in der Regel. Gleiche petrographische Nuancen habe ich auch auf Ithaka

beobachtet. Neben den Brachiopoden kommen Cidaritenstacheln und vereinzelte Zweischaler vor, wie eine feingerippte, nicht näher bestimmbare *Lima*, die ich sonst noch in den Brachiopodenkalken von Kukuleaés in Inner-Epirus angetroffen habe.

Bei dem Brachiopoden-Niveau zwischen Zervata und der Kammhöhe nördlich des Avgosgipfels denkt man natürlich zunächst an eine Vertretung mittelliassischer Aspasiaschichten, die schon von verschiedenen Orten im Bereiche der Ionischen Zone bekannt sind.

Die «Zone der *Terebratula Aspasia*» vertritt, wie bekannt, die Oberregion des Mittellias in Hierlatzfazies. *Terebratula (Pygope) Aspasia Menegh.* die den Schichten ihren Namen gegeben hat, ist übrigens selbst nicht an dieses Niveau gebunden, sondern geht bis in den Unterlias hinunter.

Der paläontologische Befund meines kephallenischen Materials schließt sich jedoch nicht ohne weiteres einer Bestimmung als Aspasiafauna an.

Abgesehen von der bereits erwähnten *Lima* und den Cidaritenkeulen konnten folgende Brachiopodentypen spezifisch genauer erkannt werden:

Terebratula Foetterlei Boeckh. Taf. III Fig. 1, 1*a*—*c*.
Terebratula aff. *pacheia* Uhlig.
Terebratula nov. spec. ex aff. *T. Foetterlei*.
Rhynchonella palmata Oppel.
Rhynchonella curviceps Quenst.

Die hier angeführten Arten kommen mit Ausnahme der *Terebratula Foetterlei* Boeckh in der liassischen Brachiopodenfauna von Sospirolo (bei Belluno) vor. Die Rhynchonellen sind dem Mittel und Unterlias gemeinsam.

Terebratula Foetterlei Boeckh[1] ist bisher nur noch aus dem Unterlias des Bakony bekannt (in den *Arietites Conybeari* führenden Kalken).

Nach V. Uhlig[2] sind die Brachiopodenkalke von Sospirolo wohl in die Lücke zwischen den Hierlatzschichten und den Aspasiakalken einzurücken, wenn sie auch in faunistischer Hinsicht den Hierlatzkalken

[1] J. Boeckh, Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil. Mitteil. aus dem Jahrb. der ung. geol. Anst. Budapest 1874. Bd. III. Heft 1. S. 140. Taf. III. Fig. 3 a—d.

[2] V. Uhlig. Über die liassische Brachiopodenfauna von Sospirolo bei Belluno. Sitzber. Akad. Wiss. Wien (math. nat. Cl.) 1879. Bd. 80. I. S. 259—308. Vergl. ferner G. Dal Piaz, Sulla fauna liasica della Tranze di Sospirolo. Mém. Soc. paléont. Suisse 1906. Bd. 33. S. 1—64.

am nächsten stehen dürften. Die Hierlatzschichten selbst entsprechen der Oberregion des unteren Lias.

Terebratula Foetterlei wäre in meiner Sammlung daher zunächst die einzige Art, die für eine Vertretung des Unterlias sprechen würde; die übrigen Arten meiner Sammlung sind für eine genauere Horizontierung des Mittel- und Unterlias indifferent. Das kephallenische Stück der *Terebratula Foetterlei* Boeckh schließt sich dem ungarischen Original in durchaus befriedigender Weise an. Die ganz geringen Unterschiede, die wahrgenommen werden können, sind rein individueller Natur und halten sich innerhalb der Variationsbreite der Spezies 1. Das kephallenische Exemplar ist vielleicht etwas breiter und etwas gröber gerippt. Die einseitige Weiterentwicklung der Art in dieser Richtung hin würde zu *Terebratula pacheia* Uhlig [1] führen.

Fig. 1.
Terebratula Foetterlei aus dem unteren Lias des Bakony.

Tatsächlich liegen mir aus meinem kephallenischen Material einige derartige Zwischenformen vor, wie überhaupt der Typus der *Terebratula Foetterlei* in den kephallenischen Kalken relativ häufig ist.

Nun sind ja allerdings die hier in Frage kommenden Brachiopoden infolge ihrer geringen Mutationsfähigkeit zu einer subtileren Zonengliederung nur wenig geeignet.

Immerhin wird man aber sagen können, daß es sich um ein tieferes Niveau, als die Aspasiaschichten handeln dürfte; ob auf Kephallenia Äquivalente des Sospirolokalkes oder in Anbetracht des Vorkommens der *Terebratula Foetterlei* unterliassische Äquivalente vorliegen, läßt sich nach dem vorliegenden Material nur mit Vorbehalt angeben; doch spricht nichts dagegen, daß *Terebratula Foetterlei* auch hier den Unterlias anzeigt. Die paläontologische Altersbestimmung steht indessen nur auf dieser einen Terebratelart. Die allgemeinen stratigraphischen Verhältnisse lassen aber ohne weiteres ein unterliassisches Alter der Brachiopodenkalke des Avgos zu, denn die von der Obertrias bis an

[1] *Terebratula Foetterlei* hat allerdings auch Ähnlichkeit mit der unter anderem auch im italienischen Mittellias vorkommenden *Terebratula Benierii* Catullo, sowie mit *Terebratula mediterranea Canavari*. Die Rippen sind bei ersterer Art wesentlich schärfer und regelmässiger und reichen höher, bis in die Wirbelregion hinauf.

die Oberkante des Mittellias durchgehende Kalkfazies muß natürlich auch unterliassische Äquivalente enthalten.

Der Brachiopodenkalk des Avgos weicht in seiner petrographischen Nuancierung, wie schon erwähnt, etwas von der Ausbildung des übrigen Kalkkomplexes ab; es handelt sich um einen weißen Kalkstein, der an Kristallinität etwas hinter den tieferen Gyroporellenführenden Partieen zurückbleibt. Die Brachiopoden sind teils hohl, teils mit kristallinischem Kalkspat erfüllt und gehen insofern beim Herauslösen aus dem harten Gestein leicht in die Brüche.

Oben auf dem Massiv bei einer Zisterne unterhalb des Avgosgipfels nimmt der lichte Kalk eine etwas dichtere Struktur an und enthält weiter gegen Phuchta zu massenhaft Gyroporellen. Mit dem Auftreten der Gyroporellen wird der Kalkstein auch kristalliner. Die Gyroporellenröhren sind an der Oberfläche des Kalkes tadellos herausgewittert, doch lassen sich infolge der kristallinen Beschaffenheit des Gesteins die Feinheiten der Gyroporellenstruktur nicht mehr erkennen. Es handelt sich aber wohl, wie immer in diesem Kalkhorizont, in der Hauptsache um *Gyroporella vesiculifera* Gümbel.

Bei Phuchta, einer Einsattelung südöstlich vom Avgos-Gipfel, wechselt plötzlich der Gesteinscharakter; es erscheinen die weicheren, leichter verwitternden Bildungen des Oberlias und Doggers, die bei regulärer Überlagerung das Hangende der obertriadisch-liassischen Kalkmassen bilden. Doch scheint nördlich von Phuchta zwischen Kalk und Oberlias eine Verwerfung durchzustreichen.

Die Ausbildung des Oberlias und Doggers von Phuchta entspricht der normalen ionischen Entwicklung.

Der Oberlias besteht in seiner Hauptmasse aus roten, tonigen Knollenkalken und Mergeln, die aber in horizontaler Richtung bei gleichbleibender Struktur auch graue und gelbgraue Farbentöne annehmen können.

Häufig erscheinen infolge dieses manchmal raschen und unvermittelten Farbenwechsels reine Fleckenmergel bezw. gefleckte Knollenkalke.

Der organische Inhalt dieser Bildungen beschränkt sich auf Ammoniten, denen sich öfters auch kleine Posidonien beigesellen. Der Fossilgehalt ist an sich jedoch wesentlich geringer, als in der nördlichen Fortsetzung dieser Ablagerungen auf Leukas. [1]

Auch insofern stimmen die kephallenischen Oberliasbildungen mit denen des benachbarten Ithakas überein.

[1] Carl Renz, Geologische Excursionen auf der Insel Leukas (Santa Maura). Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1911. Bd. 63. Monatsber. No. 5. S. 276—315.

Über die mutmaßliche Entstehung der Knollenkalke des hellenischen Oberlias und Unterdoggers habe ich mich schon des öfteren geäußert und verweise auf meine diesbezüglichen früheren Ausführungen.[1]

Es seien auch hier einige der wichtigsten Arten des kephallenischen Oberlias namhaft gemacht. Relativ häufig sind *Hildoceras bifrons* Brug. (Taf. III Fig. 2), *Hildoceras Levisoni* Simpson, *H. quadratum* Haug, *H. Mercati* Hauer, *H. Lilli* Hauer, *Haugia variabilis* Sow., *Phylloceras heterophyllum* Sow., *Ph. Nilssoni* Hébert. *Coeloceras annulatum* Sow.

Erwähnenswert wäre vor allem noch ein Exemplar des kürzlich von mir aufgestellten *Coeloceras Choffati* Renz, der zum erstenmal aus dem portugiesischen Oberlias beschrieben wurde,[2] aber auch in den altersgleichen Bildungen von Hellas zu den häufigeren Typen gehört. Außerdem habe ich bei Phuchta noch einige schöne Exemplare des *Polyplectus discoides* Zieten aufgesammelt.

Vereinzelt finden sich in meinem Material von Phuchta noch spezifisch sicher deutbare Stücke von:

Phylloceras Borni Prinz,
Hammatoceras Bonarellii Parisch u. Viale,
Hildoceras bifrons Brug. *var. angustisiphonata* Buckman.
Hildoceras Tirolense Hauer,
Hildoceras Escheri Hauer,
Hildoceras Bayani Dum.,
Hildoceras Erbaense Hauer,
Coeloceras subarmatum Young u. Bird,
Coeloceras aculeata Parisch und Viale u. a.,

von denen einige Arten auch hier im Bilde wiedergegeben sind. (Taf. III Fig. 2, 4, 5, 6.)

Alles in allem erweist diese Faunula mit Sicherheit den Oberlias. Es handelt sich hierbei durchgängig um wichtige Elemente der reichen Ionischen Ammonitenfaunen des Oberlias, deren sämtliche Glieder ich in meinen früheren Arbeiten schon mehrfach vollzählig angegeben habe.[3]

[1] Carl Renz, Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. für Min. ect. 1911. Beil. Bd. 32. S. 389—390.

[2] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. für Min. etc. 1912. I. S. 86. Taf. VI. Fig. 5.

[3] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. Jahrbuch österr. geol. R. A. 1910. Bd. 60. Heft 3. S. 565—566. — Carl Renz, Geologische Excursionen auf der Insel Leukas (Santa Maura). Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1911. Bd. 63. Monatber. No. 5. S. 282—283. — Carl Renz,

Ich kann mich daher hier auf diese Abhandlungen berufen.

Die Gründe, warum sich eine genauere Zonengliederung des hellenischen Oberlias bisher als undurchführbar erwiesen hat, habe ich ebenfalls schon in einem kürzlich erschienenen Aufsatz besprochen.[1]

Obwohl bei Phuchta, wie gesagt, tektonische Störungen die Klarheit des Lagerungsbildes beeinträchtigen, unterliegt es keinem Zweifel, daß die roten Knollenkalke auch hier das Hangende der lichten halbkristallinen Kalkmassen des Avgosstockes darstellen und daß dieselbe Kalkfazies vom Mittellias bis zur Obertrias hinunterreicht, denn wie ich bereits erwähnt habe, kommen in den Kalken des Massivs sowohl Brachiopoden des älteren Lias, wie Gyroporellen vor. Im großen und ganzen stimmen mit dieser stratigraphischen Position, trotz der erwähnten tektonischen Störungen, auch die Lagerungsverhältnisse überein. Die obertriadisch-liassischen Kalkmassen werden von den südöstlich fallenden jüngeren Bildungen eingedeckt, wie man dies unterhalb Phuchta, bei der Lokalität Samaristani, deutlich beobachten kann.

Ebenso wie in den unter dem Oberlias liegenden Horizonten das stratigraphische Bild der Ionischen Zone auf Kephallenia wiederkehrt, weist auch das Hangende des kephallenischen Oberlias dieselben Züge auf.

Es handelt sich auch hier wieder um meist graue oder gelblich graue Bildungen von ähnlicher Struktur, wie in dem tieferen Niveau; die Fossilführung ist recht dürftig, meine Ausbeute beschränkt sich auf einige der auch sonst aus dem ionischen Unterdogger[2] bekannten *Dumortierien* und *Erycilen*.

Sicher bestimmbar und wichtig sind hierunter *Erycites gonionotus* Benecke, *Tmegoceras scissum* Ben. und *Dumortieria evolutissima* Prinz nebst *mut. multicostata* Prinz (Taf. III Fig. 3*a*, 3*a*). Meine Altersbestimmung wird somit auch durch den palæontologischen Befund gewährleistet.

Die Schichtenfolge ist, wie schon mehrfach erwähnt, auf der Höhe von Phuchta infolge von tektonischen Störungen recht unklar, da aber die Physionomie der Obertrias, des Lias und Unterdoggers von Kephal-

Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. Min. etc. 1911. Beil. Bd. 32. S. 390—391. — Carl Renz, Die Insel Ithaka. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1911. Bd. 63. S. 473-474.

[1] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. für Min. etc. 1912. I. S. 80—83.

[2] Über die Fauna des helenischen Unterdoggers vergl. Carl Renz, Geologische Forschungen in Akarnanien Neues Jahrb. für Min. etc. 1911. Beil. Bd. 32. S. 393. — Carl Renz, Die Insel Ithaka. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1911. Bd. 63. S. 475—476 und die übrigen in Anmerkung 3 auf S. 49 zitierten Schriften.

lenia so vollkommen in petrographischer, fazieller und faunistischer Hinsicht mit den entsprechenden Bildungen der übrigen Ionischen Zone übereinstimmt, kann kein Zweifel obwalten, daß auch hier die Schichtenfolge dieselbe ist. Im Detail folgen indessen auf der Höhe von Phuchta scheinbar übereinander:

In der Einsattelung von Phuchta und am Nordrande derselben stehen Hornsteine bezw. Schiefer an, in denen Aptychenfragmente beobachtet wurden (Obs. Streichen N 80 Ost, Fallen 35° nach Süd). Ein gelber Kalkschiefer mit Hornstein, wie er in gleicher Entwicklung auch in den altersgleichen Partien der Vigläskalke von Korfu auftritt, enthielt *Aptychus lamellosus* Park. An diese Bildungen schließen sich im Süden rote bezw. graue Knollenkalke des Oberlias und Unterdoggers an, dann heller Kalk, südlich hiervon nochmals Oberlias, dann recht zerrüttete Hornsteine bezw. graue schieferige oder dünnschichtige Kalke mit braunroten bis grauen Hornsteinnieren, in denen Aptychen, wie *Aptychus lævis* Quenst., vorkommen. Darüber folgen hornsteinreiche Plattenkalke vom Habitus der Ionischen Vigläskalke. Die Oberliasbildungen bei Phuchta bezw. südlich und südsüdöstlich hiervon streichen N 50—30 Ost und fallen 20°—30° nach Südost.

Ich möchte nochmals mit einigen Worten auf die Aptychen zurückkommen.

Die Aptychen sind für eine speziellere Horizontierung ungeeignet. Man kann eigentlich nur sagen, daß die Aptychenfazies der Alpen auch im höheren Jura der Ionischen Zone wiederkehrt. Die einzelnen Aptychentypen sind ihrer ganzen Natur nach wenig veränderungsfähig. So habe ich jüngst aus dem unteren Dogger von Epirus einen *Aptychus (Aptychus Helenæ* Renz)[1] beschrieben, der mit *Aptychus Autharis* Oppel[2] (aus dem lithographischen Schiefer von Solenhofen) leicht zu verwechseln ist. Wenn die Altersdifferenz nicht wäre, würde ich die Stücke vereinigt haben. *Aptychus Autharis* Oppel rührt nun aber sicher von dem betreffenden *Aspidoceras Autharis* Oppel her, ebenso zweifellos ist aber *Aptychus Helenæ* nicht der Deckel eines *Aspidoceras*. Die Gattung *Aspidoceras* existierte jedenfalls noch nicht zur Zeit des unteren Doggers (*Opalinus* oder *Murchisonæ* Horizont) und es bleibt für diese Frage daher auch gleichgültig, ob man *Aptychus Helenæ* als Phylloceren-Aptychus betrachten will oder nicht.

[1] Carl Renz, Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeontol. 1911. Beil. — Bd. 32. Taf. XII., Fig. 11.

[2] A. Oppel: Palaeontol. Mitteil. aus dem Museum des Bayr. Staates. Stuttgart 1862. Taf. 71, Fig. 4., 5., 6. S. 255.

Während bei den sonstigen systematischen Merkmalen der Ammoniten in der Entwicklungsperiode vom Unterdogger bis zum Oberjura eine durchgreifende Umänderung eingetreten ist, haben sich die Aptychen, wie das erwähnte Beispiel zeigt, kaum geändert. Auch sonst werden sich die Aptychen des hellenischen Doggers von denen des Malms kaum auseinanderhalten lassen.

Es erscheint demnach wahrscheinlich, daß mehrere an sich sehr verschiedene und sonst gut charakterisierte Ammoniten-Typen gleiche oder annähernd gleiche Deckel besessen haben dürften, so daß man somit nach einem lose vorhandenen *Aptychus* nicht auf eine bestimmte Spezies rückschließen kann.

Die muldenförmige Einsattelung bei Phuchta bildet den Ursprung eines gegen Muzakata hinabfallenden, sich weiter unten teilweise schluchtartig verengernden Tales. Die leicht verwitternden Oberlias- und Doggerbildungen haben hier der Erosion den Weg schon vorgezeichnet.

Zu beiden Seiten dieses Einrisses sind noch weit ausgedehnte Aufschlüsse der meist roten Oberlias-Ablagerungen vorhanden, auf der Süd-, wie auf der Nordseite des Tales zeigt es sich, daß der Oberlias den hellen halbkristallinen Kalkmassen des Avgos, die hier den Sockel des Gebirges bilden, auflagert. Weiter abwärts zu ist die Talschlucht bis Muzakata in diese obertriadisch-altliassischen Bildungen eingeschnitten; auch auf der ganzen Ostseite des Gebirges bis zum Meer herunter scheinen diesen Kalkmassen keine jüngeren Überlagerungen mehr aufzuruhen. Es ist aber immerhin möglich, daß unten an den Bruchrändern sich auch noch jüngere, vielleicht selbst kretazische Reste erhalten haben. Der Fernsicht nach lassen sich natürlich Dachsteinkalke und Hippuritenkalke nicht voneinander unterscheiden. Die Halbinsel Dichalia besteht nach J. Partsch sogar aus Neogen.

Ich stieg von Phuchta nach Muzakata hinunter, untersuchte aber zunächst noch die Oberlias-Bildungen auf der Südseite des Tales, aus denen auch hier einige für den Oberlias charakteristische Ammoniten gewonnen wurden. Der Oberlias streicht hier N 70 Ost und fällt 20° nach Süd (obs.)

Die Lagerung der dem Grundgebirge aufsitzenden Liasscholle ist daher verhältnismäßig flach.

Ich nenne von hier u. a. aus dem Oberlias:

Polyplectus discoides Zieten,
Phylloceras heterophyllum Sow.,
Phylloceras Nilssoni Hébert,
Hildoceras Levisoni Simps.,

Hildoceras Mercati Hauer,
Hildoceras erbaense Hauer,
Hildoceras bifrons Brug.,
Hildoceras comense Buch,
Hildoceras Lilli Hauer,
Hildoceras cornacaldense Tausch,
Coeloceras Linæ Parisch u. Viale,
Coeloceras annulatum Sow.,
Coeloceras Desplacei Orb.,

aus dem Unterdogger:

Erycites gonionotus Benecke,
Dumortieria evolutissima Prinz,
Dumortieria Dumortieri Thioll.

Der eigentliche Weg von Phuchta nach Muzakata führt am nördlichen Hange des Tales nach Samaristani hinunter. Man gelangt von der Einsattelung, wo der erwähnte Hornstein ansteht, in die Oberlias-Ablagerungen, die hier auf der Südseite des Avgosgipfels eine weite Fläche einnehmen. Man gewahrt auch hier deutlich, daß die Oberliasbildungen dem älteren Kalk, der durch die Talschlucht aufgeschlossen wird, auflagern, abgesehen von vielleicht kleineren Störungen, wie wir sie auch bei Phuchta beobachtet haben, wo Schollen jüngeren jurassischen Gesteins zwischen den älteren Jurabildungen eingeklemmt sind.

Besonders tadellose Aufschlüsse des Oberlias finden sich bei der Lokalität Samaristani, am Nordabhang des erwähnten Tales, südlich unterhalb des Avgosgipfels. Der Oberlias setzt sich hier gleicherweise aus den roten Knollenkalken und Mergeln zusammen, daneben kommen aber auch graue bezw. gelbe und gefleckte Nuancen vor. Auch hier sammelte ich mehrere sehr bezeichnende oberliassische Spezies auf, wie z. B.:

Coeloceras Desplacei Orb.,
Coeloceras annulatum Sow.,
Coeloceras Gemma Bonarelli,
Phylloceras Nilssoni Hébert, Taf. III Fig. 6,
Phylloceras Borni Prinz,
Phylloceras Nilssoni Héb., *var. selinoidea* Meneghi.,
Phylloceras heterophyllum Sow.,
Hildoceras Levisoni Simpson,
Hildoceras comense Buch.
Hildoceras bifrons Brug.,

Hildoceras Lilli Hauer,
Hildoceras Mercati Hauer,
Hildoceras erbaense Hauer, Taf. III, Fig. 4*a* 4*a*,
Polyplectus discoides Zieten, Taf. III, Fig. 5,
Harpoceras subplanatum Oppel,
Haugia variabilis Sow.

Das Streichen des Oberlias bleibt bei Samaristani ebenfalls das gleiche, das Einfallen ist nur steiler nach Süden geneigt.

Unterhalb Samaristani tritt dann der rauhe Pfad in den unterlagernden älteren Kalk über, in den das Tal tief eingerissen ist. Der Kalk ist auch hier gewöhnlich von lichter Farbe und schon recht kristallin. Aber auch hier zeigt es sich wieder, um welche mächtige und gewaltige Kalkmassen es sich hierbei handelt, so daß begreiflich erscheint, daß Teile dieser unter dem Oberlias liegenden Kalkmassen auch der Trias angehören. Kurz vor Muzakata ist die Oberfläche des Kalkes vielfach schon recht zerfressen,[1] bei Muzakata selbst beginnen dann die bereits erwähnten jugendlichen Bildungen, die das Tal bis hinunter nach Samos erfüllen. Die Halbinsel Dichalia, nördlich von Samos und vom Avgos, baut sich, wie schon angegeben, aus jüngerem Tertiär auf.

Den eigentlichen Avgosgipfel habe ich auf dieser Exursion nicht bestiegen. Ergänzend tritt jedoch hier eine Beobachtung von J. Partsch ein, nach der der Avgosgipfel aus dichtem, gelblich weißem Kalk besteht, der gar keine Neigung zur Schrattenbildung zeigt, sondern in faustgroße und noch kleinere Brocken zerfällt. Diese Beschaffenheit des Kalksteins bedingt voraussichtlich die Form der flachen rundlichen Kuppe. Möglicherweise handelt es sich also hier bereits um jurassische Plattenkalke als Überlagerung des Oberlias oder vielmehr Doggers von Samaristani. Die Verlängerung der bei Phuchta beobachteten Störungszone würde daher gegebenenfalls im Norden des Avgos-Gipfels vorbeistreichen.

Nach J. Partsch herrscht am Avgos nordwestlicher Schichtenfall vor, die Kalke des ganzen Gebirgshorstes gehören nach diesem Autor den oberen Kalken an.

[1] Die hellenischen Dachsteinkalke neigen, ebenso wie die ostgriechischen Esinokalke, gern zu löcheriger Verwitterung. Ich bezeichnete diese Verkarstungsart als Schwammkalke. Derartige Verwitterungsformen des Kalksteins habe ich auch in dem sich im Osten an das akarnanische Gebirge anschließenden Hügelland beobachtet, so zwischen Chrysowitza und dem Aspropotamos, d. h. in einem Gebiet einstiger Seenbedeckung.

J. Partsch[1] horizontierte nämlich die kephallenischen Sedimentbildungen unter Zugrundelegung der bekannten stratigraphischen Gliederung Neumayr's für Mittelgriechenland.

M. Neumayr[2] teilte die gesamten mesozoischen Ablagerungen Mittelgriechenlands in einen oberen und einen unteren Kreidekalk, zwischen denen eine oberkretazische Schiefer Sandsteinformation liegt, die ihrerseits noch einen mittleren Kreidekalk einschließen kann.

Die Neumayr'sche Einteilung hat sich somit für das östliche Kephallenia ebensowenig bewährt, wie für Akarnanien.[3] In beiden der Ionischen Zone angehörigen gleichgebauten Gebieten ist es mir gelungen, auch die beträchtliche Entwicklung des älteren Mesozoikums nachzuweisen.

Die Kokkini-Rachi bestehen, soweit es sich der Fernsicht nach beurteilen ließ, ebenfalls aus den gleichen obertriadisch-liassischen Kalkmassen, immerhin ist es aber wahrscheinlich, daß auch hier, ebenso wie bei Phuchta, noch Reste von jüngerem Gebirge vorhanden sind.

Das Tal von Arakli, das die Kokkini-Rachi und ihre südliche Fortsetzung, den Atros, vom Hauptgebirge trennt, ist ebenso wie der Talgrund von Samos von Neogen und noch jüngeren Ablagerungen erfüllt. Die jüngeren Bildungen der schon erwähnten grabenartigen Einsenkung unterbinden so den Zusammenhang der beiden älteren Gebirgsglieder des südlichen Kephallenias und machen eine Verknüpfung der bisher vorliegenden Beobachtungen zur Zeit noch unmöglich.

Die Oberlias- und Doggerbildungen des Avgos- und Kokkini-Rachi-Zuges verdienen auch insofern Beachtung, als sie nach unserer heutigen Kenntnis die am weitesten nach Süden vorgeschobenen Vorposten des Oberlias und Doggers der Ionischen Zone darstellen.

Die Oberlias- und Doggerablagerungen der Ionischen Zone erstrecken sich in gleicher Entwicklung von diesem südlichsten bis jetzt bekannten Vorkommen ionischer Fazies (abgesehsten von der Argolis), sowie vom Süden Akarnaniens bis hinauf zu den Gebirgen von Valona, um hier in der Adria unterzutauchen.

Ich möchte hierbei zum Vergleich mit der von J. Partsch geschilderten Entwicklung der kephallenischen Kreide noch kurz ein Vorkom-

[1] J. Partsch, Kephallenia und Ithaka. Petermanns Mitteil. Gotha 1890. Ergänz. Heft. 98. S. 9—10.

[2] Denkschr. Akad. Wiss. Wien (math. nat. Cl.) 1880. Bd. 40.

[3] Vergl. Carl Renz, Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. für Min. etc. 1911. Beil. Bd. 32. S. 383—468. Mit geol. Karte.

men von lichtgrauen Pachyodontenkalken [1] auf der Nordseite des Logarapasses erwähnen. Dieser Pass entspricht, wie ich bereits früher ausführte, einer wichtigen tektonischen Grenzlinie.

Falls das Hauptgebirge Kephallenias einer von der Ionischen Zone in ihrem Bau und in ihrer Zusammensetzung abweichenden westlicheren Gebirgszone angehören würde, wäre die Möglichkeit vorhanden, daß auf der Westseite der südlichen Balkanhalbinsel hierzu noch das Akrokeraunische Vorgebirge, d. h. der im Westen der Bucht von Valona vorspringende schmale Gebirgsgrat gehören könnte.

[1] Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Kilian handelt es sich hierbei vermutlich um Urgonkalke mit *Toucasia*. Infolge schlechter Erhaltung sind die Stücke leider nicht näher bestimmbar.

TAFELERKLÄRUNG

zu Carl Renz: *Der Jura auf Kephallenia.*

Fig. 1., 1 *a*, 1 *b*, 1 *c*. *Terebratula Foetterlei* Böckh aus den hellen Kalken des Avgos oberhalb Zervata.

Fig. 2. *Hildoceras bifrons* Brug. aus dem Oberlias von Phuchta auf Kephallenia.

Fig. 3. u. 3 *a*. *Dumortieria evolutissima* Prinz *mut. multicostata* Prinz aus dem unteren Dogger von Phuchta.

Fig. 4. u. 4 *a*. *Hildoceras erbaense* Hauer aus dem Oberlias von Samaristani bei Phuchta.

Fig. 5. *Polyplectus discoides* Zieten aus dem Oberlias von Samaristani bei Phuchta.

Fig. 6. *Phylloceras Nilssoni* Hébert aus dem Oberlias von Samaristani bei Phuchta.

Sämtliche Originale stammen aus dem Lias und Dogger von Kephallenia und liegen in der Privatsammlung von Dr. Carl Renz.

3.

LIASFOSSILIEN AUS KLEINASIEN.

VON

Dr. M. E. VADÁSZ.

MIT DER TAFEL IV. UND 6 FIGUREN IM TEXTE.

Juli 1913

Die in den letzten Jahrzehnten sehr in Aufschwung gekommenen Asienforschungen haben zur Kenntnis der Juraschichten bisher nicht viel beigetragen. Außer den allgemeinen Daten von Tchihatcheff [1] liegt auch heute nur die wertvolle Detailstudie von Pompeckj [2] vor. Die von den verschiedenen Asienreisenden seither mitgebrachten Daten bezogen sich entweder auf jüngere oder auf ältere Bildungen. Seit der Studie Pompeckjs tat lediglich Leonhard der Juraschichten Erwähnung,[3] indem er in seiner Beschreibung des Andesitgebietes nördlich von Angora kurz erwähnt, daß er südlich von Tutasch und im Tschatak-Boghas in bräunlichem und weissen Mergel, der nach ihm mehrere hundert Meter mächtig ist, Ammoniten fand, die auf die Oxford-Stufe deuten. Wie er schreibt, ist es jedoch nicht ausgeschlossen, daß diese sehr mächtige Schichtengruppe auch tiefere Teile des Jura umfaßt.

Dies wäre kurz gefaßt alldas, was heute über die Juraschichten von Kleinasien bekannt ist. In Anbetracht der Armut dieser Daten muß auch jenes kleine Liasmaterial mit Freude begrüßt werden, das von Dr. R. Millekker während seiner topographischen Aufnahmen in Kleinasien gesammelt und dem Verfasser dieser Zeilen zur Bearbeitung übergeben wurde. Für diese Liebenswürdigkeit spreche ich Herrn Dr. Millekker auch an dieser Stelle meinen besten Dank aus, umsomehr, als er nach Möglichkeit trachtete mir bei meiner Arbeit mit Aufklärungen und einer topographischen Karte des Fundortes behilflich zu sein.

Nach den Mitteilungen des Herrn Dr. Millekker stammt das Material von Jakadjik NNW-lich von Angora. Zur Zeit seiner Sammeltätigkeit im März 1911 war das Gebiet noch unter Schnee, was ihn in einem genaueren Studium der topographischen Verhältnisse in hohem Maße behinderte. Er sammelte die Fossilien aus rotem tonigen Verwitterungsprodukt in den Wasserrissen der Berglehne, die sich

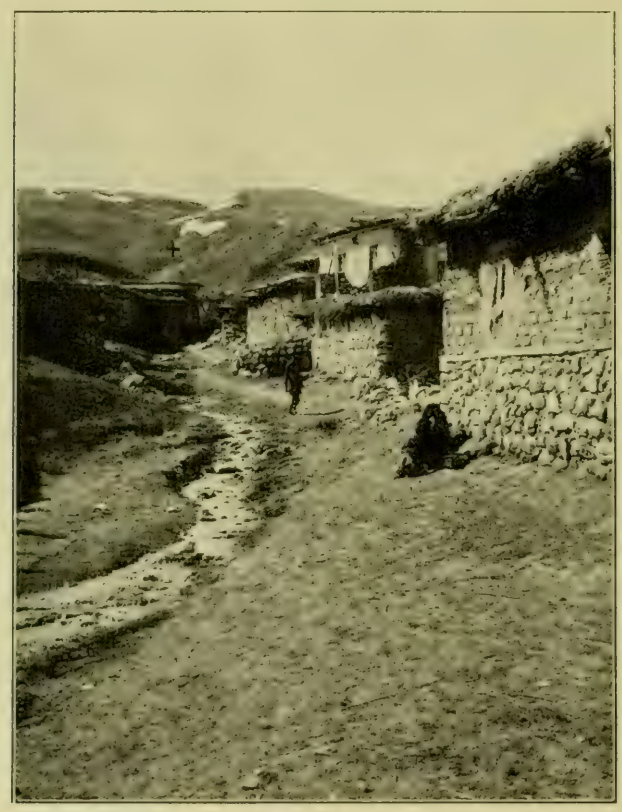
[1] Asie mineure.

[2] Paläont. u. stratigr. Notizen aus Anatolien. (Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. Bd. 49. 1897.)

[3] Geol. Skizze des galatischen Andesitgebietes nördlich v. Angora (Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XII. 1903.)

zwischen jüngeren Kalken aus denselben erhebt. Die anstehenden Schichten waren mit Trümmerwerk bedeckt, so daß er dieselben nicht studieren konnte.

Leider liegen mir über das Vorkommen der Fossilien keine weiteren Daten vor, weshalb wir bei der Bestimmung des Alters der

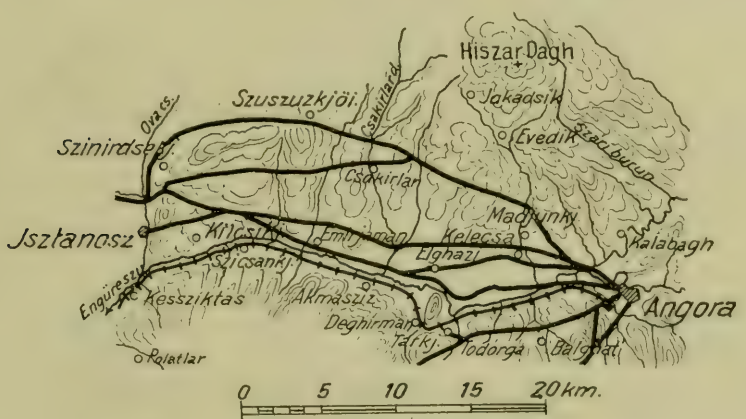


Figur 1. Der Fundort der Fossilien (†).

Schichten von Jakadjik geradeso, wie dies bei dem von POMPECKJ beschriebenen Material der Fall war, lediglich auf die Fossilien angewiesen sind. Vor allem kann festgestellt werden, daß das hier zu beschreibende Liasvorkommen von dem Fundorte POMPECKJS, von Kessiktash NE-lich, von dem von LEONHARD erwähnten Punkte aber E-lich liegt, u. zw. am Südrande des galatischen Andesitgebietes bezw. E-lich von dem N—S-lich streichenden Angoraner Teile desselben. Auch dieses Liasvorkommen scheint einen Teil jenes gefalteten Gebirgszuges

darstellen, welcher die Basis des Andesits bildet und von NEUMANN als westpontischer Bogen bezeichnet wird. Da aber die Juralokalität Jakadjik im großen und ganzen in die Streichrichtung der LEONHARD-schen Juravorkommen entfällt, wird die Annahme LEONHARDS, daß seine Juraschichten auch den Lias umfassen, immer wahrscheinlicher.

Das Gesteinsmaterial der Fossilien ist ein roter oder gelblich-brauner, stellenweise grau gefleckter toniger Kalkstein. Aus diesem bestehen die Ammoniten, deren Gesteinsmaterial jenem der Ammoniten von Adnet zum Verwechseln ähnlich ist. Das Gesteinsmaterial der



Figur 2. Topographische Karte des Fundortes.

Brachiopoden weicht ein wenig ab, es ist graulichgelb, sandig und erinnert an die Gesteine von Hierlatz-Fazies, stimmt jedoch mit diesen nicht vollkommen überein. Die beiden Gesteine deuten also nicht nur in faunistischer Beziehung, sondern auch in ihrer allgemeinen Erscheinung an, daß wir es mit verschiedenen Horizonten zu tun haben. In Dünnschliffen sind Foraminiferen-Durchschnitte (*Cornuspira, Dentalina, Cristellaria*), ferner Crinoiden- und Brachiopodenreste zu beobachten. Aus der ganzen Sammlung konnten folgende Formen bestimmt werden:

FORAMINIFERA.

In dem Schlämmungsreste des roten tonigen, den Ammoniten angehafteten Verwitterungsprodukte fanden sich außer einigen schönen an anderer Stelle zu beschreibenden Ostracoden in je ein bis zwei Exemplaren folgende Foraminiferen:

Miliolina sp.
Textularia sp.
Glandulina laevigata Orb.
Nodosaria radicula L. sp.
Nodosaria raphanus L. sp.
Nodosaria (Dentalina) communis Orb.
Frondicularia sp.
Cristellaria sp. (cfr. *convergens* Born.)
Orbulina universa Orb.,

Es sind durchwegs ziemlich kleine, verkrüppelte Formen.

SPONGIEN.

Zwei zu Feuerstein umgewandelte, nicht näher untersuchte schöne Exemplare.

CRINOIDEA.

Cotyloderma sp.

Pentacrinus-Stielgliedern und Ammoniten aufgewachsen findet sich ziemlich häufig eine Form, die mit der von Quenstedt [1] als Cotyloderma beschriebenen Crinoidenart identifiziert werden kann. Um einen Begriff von ihrer Häufigkeit zu geben, kann ich bemerken, daß ich einem Oxynoticeras aufgewachsen zehn Exemplare fand. Diese Exemplare sind zwar zu keinem eingehenderen Studium geeignet, doch verdient die Art und Weise, wie sie hier auftreten, unbedingt erwähnt zu werden. Diese kleinen Crinoiden finden sich nämlich stets unmittelbar den Ammonitensteinkernen aufgewachsen, was in Anbetracht des Umstandes, daß die Ammoniten und Cotylodermen zu gleicher Zeit gelebt haben, nur damit erklärt werden kann, daß diese Crinoiden die Ammoniten bereits als Steinkerne vorfanden. Diese Erklärung ist zwar etwas schwer verständlich, doch hat sie noch das meiste für sich. Es könnte zwar auch noch angenommen werden, daß sich die Ammonitenschale erst nach der Anheftung der Crinoide auflöste, während die Crinoide selbst, die eine andere Schalenstruktur besitzt, sich zu Kalzit umwandelte. Diese Erklärung kann auf solche Exemplare bezogen werden, welche sich vom Ammonitensteinkern mit Leichtigkeit ablösen lassen. Es gibt jedoch auch solche Exemplare, die mit dem Ammonitensteinkerne auf das innigste zusammenhängen. Betreffs dieser letzteren

[1] Petrefaktenkunde Deutschlands. IV. 1874—76. Fig. 380.

habe ich beobachtet, daß dieselben stets auf der schlechter erhaltenen Seite des Ammoniten aufgeheftet sind! Der Auffassung von Wähner[1] nach stellt die schlechter erhaltene Seite der Ammoniten der Adneter Fazies die obere, der lösenden Wirkung des Meereswassers ausgesetzte Seite dar, während die gut erhaltene die im Schlamm vergrabene untere Seite war. Wenn man nun diese Erklärung Wähners der oben erwähnten Tatsache gegenüberstellt und in Betracht zieht, daß die in Rede stehenden Crinoiden an der schlechter erhaltenen Seite der Ammoniten in größerer Anzahl vorkommen, so erscheint die Annahme, die Crinoiden haben die Ammoniten bereits in Form von Steinkernen am Meeresgrunde vorgefunden, genügend begründet. Zugleich haben wir einen neuerlichen Beweis der geistreichen Erklärung Wähners vor uns.

Das eigenartige Vorkommen der Arten der Gattung Cotyloderma hat übrigens auch schon die Aufmerksamkeit von Quenstedt erregt. Er sagt nämlich in seiner Beschreibung folgendes: . . .[2] «Fig. 136 sitzt in schwer erklärlicher Weise unmittelbar auf dem nackten Steinkerne eines armdicken *Amm. lineatus*, Fig. 137 dagegen auf einem *Nautilus*-kern, an dem sich in noch rätselhafterer Weise die äußeren Schalenstreifen unmittelbar auf dem Kerne zeigen.» Im ersten Falle — im Falle des *Amm. lineatus* — kann die der Anwachsung vorangegangene Schalenauflösung ohne weiteres angenommen werden, während der zweite Fall bereits viel komplizierter ist. Da durch Auflösung der Schalen am Meeresgrunde keine verzierten Steinkerne entstehen können, bleibt nichts anderes übrig, als anzunehmen, die Schale sei nachträglich aufgelöst worden, wobei nach Auflösung der Ammonitenschale auch der im umgebenden Gestein entstandene Eindruck ausgefüllt wurde.

Die Formen der Gattung Cotyloderma kommen außer dem Jura Deutschlands auch im östlichen Teil Frankreichs vor.[3] Hierher gehört unzweifelhaft auch jene Form, die von Stefani[4] unter dem Namen *Balanus* sp. beschrieben und abgebildet wurde und auf Grund welcher

[1] Zur heterop. Differenzierung d. alp. Lias. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1886.)

[2] L. c. S. 381.

[3] Deslongchamps: Mém. sur le couche à Leptoena (Bull. Soc. Linnéenne de Normandie). Mir nur aus Zitaten bekannt, da die Arbeit in den Budapester Bibliotheken nicht erhältlich ist.

Terquem: Lias inf. de l'est de la France (Mém. Soc. géol. de Fr. 2 sér. t. VIII.) Fig. 123.

[4] Lias infer. ad arieti dell Appennino settentr. Pisa 1886. S. 66.

Beschreibung auch ich[1] die in der liassischen Fauna von Alsórákos vorkommenden ähnlichen Gebilde als *Balanus*? n. sp. beschrieb, obwohl ich ihre Zugehörigkeit zur Gattung Balanus schon damals bezweifelte. Ebendort habe ich bereits bemerkt, daß sich ähnliche Gebilde auch in den Acanthicusschichten von Tata finden.

Diese kleinen Crinoidenreste waren schon früher aus Kleinasien bekannt. Aus dem Liasmaterial von Kessik-tash werden von Pompeckj[2] einige einem Steinkerne von *Ph. alontinum* und mehreren Crinoidenstielgliedern angeheftete Exemplare angeführt; Pompeckj gibt zwar die systematische Stellung dieser Formen nicht näher an, betont jedoch, daß dieselben insofern wichtig sind, als sie beweisen, daß die von ihm beschriebenen beiden Crinoiden altersgleich sind. Die hier in Rede stehende Exemplare von Jakadjik kommen jedoch ebenso auf den Steinkernen des für tieferen Unterlias charakteristischen *Ph. persanense* Herb., als auch auf jenen des jüngeren *Oxynoticeras lynx* Orb. sp. var? schließlich auf den Stielgliedern des von Pompeckj beschriebenen *Pentacrinus laevisutus* vor, um nicht auch die Acanthicusschichten von Tata zu nennen. Für ein gleiches Alter sprechen sie also keineswegs! Da aber diese Formen alle ganz gleich sind, ist es nicht unmöglich, daß es sich dabei nicht eigentlich um Crinoiden handelt, sondern nur um einen weniger wichtigen Teil derselben, welcher die Artenmerkmale nicht wiederspiegelt.

Pentacrinus laevisutus Pomp.

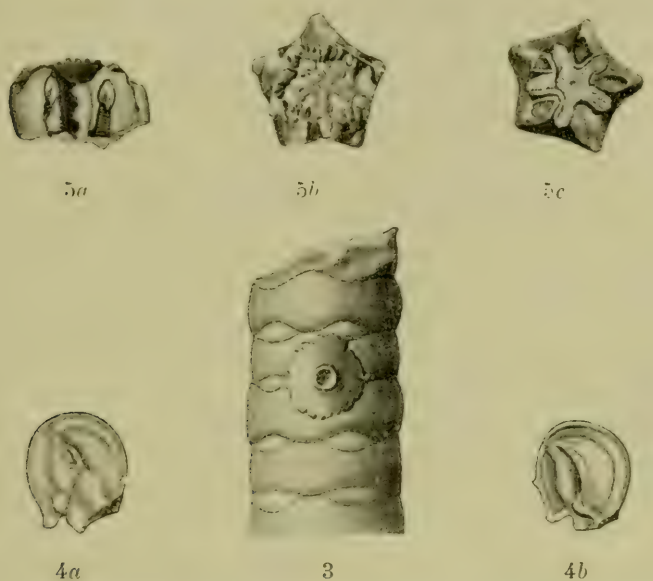
1897. *P. (Extracrinus) laevisutus* Pompeckj; Pal. u. strat. Notizen aus Anatolien, S. 718. Taf. XXX. Fig. 1—14. Taf. XXXI. Fig. 1.

Etwa zehn größere oder kleinere Stielgliederfragmente vom distalen und proximalen Ende lassen sich mit der von Pompeckj aus Tessiktash beschriebenen Art sicher identifizieren. Der ausführlichen Beschreibung von Pompeckj habe ich betreffs der Stielglieder nichts hinzuzufügen. Ich muß nur der Vollständigkeit halber eines meiner Exemplare erwähnen, an welchem auf dem ersten distalen, fünfstrahligen Stielgliede auch der basale Teil des Kelches zu sehen ist. Die untere Fläche der tief zwischen die Strahlen des Stieles hineinreichenden Basalien von der Form eines gleichschenkeligen Dreieckes besitzt eine längliche, ausgehöhlte und geriefte Gelenkfläche (Figur 4c). Zwischen

[1] Die unterliassische Fauna von Alsórákos im Komitat Nagyküküllő. (Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. Reichsanst. Bd. XVI. 1908. S. 396. (90).

[2] Pal. u. strat. Notizen aus Anatolien. p. 728.

den Basalien nehmen kleine schaufelförmige Infrabasalien Platz, welche gegen den Stiel zu in einen zungenförmigen Fortsatz auslaufen (Figur 4*a*). Die Ränder des oberen Endes der Basalien sind gleichmäßig gerieft und stellen die Gelenkflächen für die Radialien dar. Die Innenfläche des Kelches ist mit ungleichmäßigen, unregelmäßigen Erhabenheiten und Vertiefungen bedeckt. (Figur 4*b*). Das zwischen den Basalien gele-



5*a* 5*b* 5*c*

4*a* 3 4*b*

Figur 1—5. *P. laevisutus* Pomp. 3. Stielgliedfragment mit *Cotyloderma* 4*a*, 4*b* Armglied 5*a*, *b*, *c*. Kelchfragment von der Seite (5*a*), von oben (5*b*) und von unten (5*c*).

gene erste Stielglied ist fünfstrahlig-sternförmig, die Seitenflächen horizontal gerippt, Ranken sind nicht vorhanden. In der Mitte der Gelenksfläche befindet sich ein kreisförmiges Lumen mit schmaler, flacher, glatter zentraler Area. Die Gelenksrosette ist breit, sie weist die für die Pentacriniten charakteristische dreieckige, glatte Lücke und schmale vom Lumen nach auswärts breiter werdende radiale Riefen auf. (Crenellæ.)[1] Sie wird ringsum von einem glatten erhabenen Ring umsäumt.

[1] In dieser Beschreibung halte ich mich an jene Termini, die von Bather jüngst in seinem grundlegenden Werke «The triassic echinodermates of the Bakony.» (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees.) Pal. Teil. Bd. I. aufgestellt wurden, doch erscheint mir obige Bezeichnung richtiger als «Rippen».

Die proximalen Stielglieder sind — wie schon aus der Beschreibung von POMPECKJ hervorgeht — zilindrisch und subzirkular.

Zu dieser Art gehören wahrscheinlich auch jene beiden Armglieder, die in beiliegender Figur 3*a* und 3*b* abgebildet erscheinen. Sowohl diese, als auch der Basalteil des Kelches erinnern a *P. briareus* MILL., dessen Beziehungen zu unserer Art auf Grund der Stielglieder bereits von POMPECKJ erkannt wurden.

POMPECKJ stellte diese Art in das Subgenus Extracrinus. Seither wurde diese Untergattung von BATHER als Synonim zur Gattung Pentacrinus eingezogen, was mir auf Grund der von ihm gegebenen Motivierung gerechtfertigt erscheint.[1]

Pentacrinus goniogenos POMP.

1897. *P. (Extracrinus) goniogenos* POMP. Pal. u. stratigr. Notizen aus Anatolien. S. 724. Taf. XXX. Fig. 16—22.

Auch diese Art ist bisher nur aus Kleinasien bekannt. In der Liasfauna von Kessik-tash ist sie seltener als die erstere. Auf Grund des geringen mir vorliegenden Materials kann ich auch betreffs der Fauna von Jakadjik dasselbe sagen. Es gehören insgesamt zwei Stielgliedfragmente hierher.

Isocrinus sp.

Ein auf einen Steinkern von *Phylloceras persanense* aufgewachsenes kleines Stielglied mit einem Durchmesser von 1 mm, ferner ein zweites aus zwei abgerundet-pentagonalen Gliedern bestehender Stielrest mit einem Durchmesser von 5 mm spricht für das Vorhandensein dieser Gattung. Die Seite der Stielglieder ist glatt, ihre Suturlinie gerade. An der Gelenkfläche ist ein kreisförmiges Lumen und lückenlose, verschwommene Riefen zu beobachten. Das letztere Exemplar erinnert ehestens an *I. basaltiformis* QU. sp., mit welcher Art es wahrscheinlich auch ident ist; das kleinere Exemplar ist dermassen abgerieben, daß nicht einmal die Form seiner Riefen genau zu unterscheiden ist.

[1] Pentacrinus: a name and its history. Natural science Bd. XII.

BRACHIOPODA.

Rhynchonella anatolica nov. sp.

Tafel IV, Figur 5*a*, *b*, *c*.

Unter den Brachiopoden von Jakadjik fand sich ein wohl erhaltenes Exemplar, das mit keiner der bisher bekannten Arten identifiziert werden kann, weshalb ich es, trotzdem mir bloß ein Exemplar vorliegt, als neue Art beschreiben muß.

Die Form ist länglich, länger als breit. Die Skulptur besteht aus vom Wirbel ausgehenden radialen Rippen und diese kreuzenden, etwas erhabenen konzentrischen Zuwachsstreifen. Letztere werden gegen den Rand zu stärker. Von den Rippen erreichen nicht alle den Wirbel, zwischen dieselben schalten sich sekundäre, ja sogar tertiäre Rippen ein, die zu zweit oder dritt Rippenbüscheln bilden.

Die vordere Klappe ist gewölbt, sie weist eine vom Wirbel ausgehende, gegen den Rand zu breiter und tiefer werdende Furche auf.

Die hintere Klappe ist flach, ja sogar schwach konkav, gegen den Rand zu ein wenig aufgebogen. In der Mitte verläuft der Furche der vorderen Klappe entsprechend ein Wulst, der mit der Furche am unteren Rande in einer kleinen Einbuchtung zusammenstoßt. Von dieser Einbuchtung abgesehen sind die Ränder gerade und scharf.

Der Schnabel ist spitz; die Schloßnaht gerade, hoch, in der Mitte mit einem großen dreieckigen Spalt.

Unser Exemplar erinnert in der Gruppe der berippten Rhynchonellen ihrer Gestalt nach ehestens noch an *Rh. Rothpletzi* Böse,[1] doch ist die in der Mitte der Klappen auftretende Furche und Wulst gerade auf der entgegengesetzten Klappe ausgebildet. Eine nahestehende Form ist ferner noch *Rh. ironensis* Car. & Sch., sowie *Rh. isidensis* Car. & Sch.[2] aus Sizilien, doch lassen sich auch diese auf Grund der erwähnten Merkmale leicht von unserer Art unterscheiden. Die Furche an der Bauchklappe und der Wulst an der Rückenklappe bilden (im Gegensatz zu der Furche und dem Wulst der bisher bekannten Arten) ein so sicheres Merkmal unserer Art, daß eine Verwechslung mit den ähnlichen bekannten Formen nicht leicht möglich ist.

Länge: 7 mm, Breite: 6 mm, Dicke: 2 mm.

[1] Monogr. d. Gatt. Rynchonellina. (Paläontographica XLI.) S. 71. Taf. VI. Fig. 6.

[2] Carapezza & Schopen: Sopra alcune nuove Rhynchonellina di Sicilia. (Giorn. d. soc. d. sc. nat. ed. echon. Palermo 1899.) S. 28. Taf. IV. Fig. 13—21. u. S. 33. Taf. IV. Fig. 32—37.

Rhynchonella variabilis Schl. sp.

Unsere vier Exemplare passen gut in den Rahmen dieser variierenden Art. Drei davon gehören mit ihrer mehr kräftigen, schütteren Berippung zu der von Rau festgelegten Varietät *frondo* Qu., ein anderes Exemplar mit zahlreicheren Rippen kann zur Varietät *squamiplex* Qu.[1] gestellt werden. Rau betrachtet beide als charakteristische Formen des Lias γ. Die Art ist übrigens allgemein verbreitet, sie kommt außer Deutschland in den Alpen, in Frankreich und in Italien vor.

Terebratula punctata Sow.

Von dieser ebenfalls verbreiteten Art liegen mir zwei Exemplare vor. Beide sind etwas länglich und sie stimmen besonders mit Figur 2 auf Tafel I von Geyer,[2] sowie mit den Abbildungen Raus überein.

Terebratula cfr. erbaensis Suess.

1897. *Terebratula erbaensis* Suess, Böse. Mittelliassische Brachiop. d. östl. Nordalpen (Paläontogr. XLIV.) S. 164. (Vergl. hier die ältere Literatur.)

Ein mit zarten Zuwachsstreifen bedecktes Exemplar kann auf Grund seiner langgestreckten, gleichschenkelig dreieckigen Gestalt nur mit dieser Form in Beziehung gebracht werden. Die Gestrecktheit, durch welche sich die Art von *T. adnetica* Gümb. (= *adnethensis* Suess em. Böse) unterscheidet, ist auch an unserem Exemplar auffällig, weshalb ich es mit Vorbehalt zu dieser Art stelle.

Waldheimia mutabilis Opp.

1889. *Waldheimia mutabilis* Opp. Geyer: Brach. d. Hierlatz. S. 18. Taf. II. Fig. 31—36. Taf. III. Fig. 1—7.

Wenn man diese Art im Sinne Geyers auffaßt, so paßt das eine Exemplar von Jakadjik sehr gut in den Rahmen der Art und weicht von der typischen Form Tafel II, Figur 31 von Geyer nur insofern ab, als die Seitenränder senkrecht — mehr gerade — zum Stirnrand ziehen. Dieses Exemplar nähert sich einzelnen Formen der *W. diagona*, doch ist es, wie schon Rau hervorhob, in der Schnabelgegend flacher

[1] Brachiopoden d. mittleren Lias Schwabens. (Pal. geol. Abh. Jena. Bd. X. 1904) S. 40

[2] Brach. d. Hierlatz. (Abh. d. k. k. geol. R. A. Bd. XV.)

als jene Art. Einigermaßen erinnert es auch an *W. Ewaldi* Opp., doch unterscheidet es sich von dieser durch den Mangel eines Sinus am Stirnrande.

Ein zweites Exemplar stimmt eher mit der dickeren Abart der Spezies überein, wie sie von Geyer in Figur 32 auf Tafel II abgebildet wurde.

Waldheimia subdigona Opp.

1905. *W. subdigona* Opp., Rau: Brach. d. mittl. Lias Schwabens. S. 76. Taf. IV. Fig. 51—62. (Vergl. hier die ältere Literatur.)

Nach langer Überlegung muß ich eines meiner Exemplare mit dieser für den mittleren Lias Deutschlands charakteristischen Art identifizieren. Am besten stimmt es mit Raus Figur 62 überein, nur ist sein Stirnrand mehr abgerundet. Auch *W. stapia* unterscheidet sich von unserem Exemplar in der Ausbildung seines Stirnrandes, welcher bei letzterem eine schwache Einbuchtung bildet, während er bei *W. stapia* gerade, ja sogar scharf ist. Die übrigen nahestehenden Formen, wie *W. Thurwieseri* Böse, *W. Waterhousei* Dav. unterscheiden sich durch ihre bedeutend tiefere Einbuchtung am Stirnrande.

Da *W. subdigona* Opp. bisher aus dem alpinen Lias nicht bekannt ist, muß angenommen werden, daß sie hier durch vikarierende Formen vertreten wird. Das Exemplar von Jakadjik kann als Übergangsform zwischen *W. subdigona* Opp. und *W. stapia* Opp. betrachtet werden.

Waldheimia cfr. Fuggeri Böse.

1897. *W. Fuggeri* Böse: Mittellias. Brachiop. d. östl. Nordalpen. S. 179. Taf. XII. Fig. 38—39.

Diese Art wird durch eine gewölbte Bauchklappe und eine vom Schnabel beginnende mediane Vertiefung auf der Rückenlappe charakterisiert. Ein jugendliches und ein etwas defektes größeres Exemplar tragen diese Merkmale deutlich zur Schau, weshalb sie zu dieser Art gestellt werden müssen. Die mangelhafte Erhaltung der Exemplare läßt jedoch keine sichere Identifizierung zu.

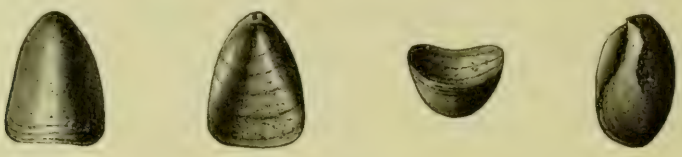
Waldheimia anatolica nov. f.

Mit den Textfiguren 5*a*—*d*.

Die Form ist länglich dreieckig, viel länger als breit. Die Bauchklappe ist sehr gewölbt, gegen die Seitennähte zu steil umgebogen. Die Rückenklappe bildet unmittelbar beim Schnabel beginnend einen

gegen die Stirnnaht an Breite und Tiefe zunehmenden Sinus, welcher an der Stirnnaht fast halbkreisförmig ist. Die Seitennaht zieht schwach sichelförmig gegen die Stirnnaht. Der Schnabel der Bauchklappe ist gut ausgebildet, das Stielloch ist klein. Die Schloßnaht wird durch einen scharfen Rand umsäumt.

Am nächsten stehen dieser Art *W. furlana* Zitt., *W. pala* Buch, *W. resupinata* Sow. und *W. impressa* Buch. Von all diesen unterscheidet sich jedoch unser Exemplar durch seine dreieckige Gestalt, die vom Schnabel bis zum Stirnrande gleichmäßig breiter wird, ferner vornehmlich durch die gleichmäßige Einbuchtung der Rückenklappe.



6*a* 6*b* 6*c* 6*d*

Figur 6.

Am nächsten steht es noch der erwähnten Zittelschen Art,[1] die Umrisse sind jedoch auch bei dieser pentagonal und ihr Stirnrand ist gegliederter.

Bei der großen Anzahl ähnlicher Formen ist es unmöglich, mein einziges Exemplar nach jeder Richtung hin genau abzugrenzen, weshalb ich es auch einstweilen nicht als selbständigen Typus betrachten will, da es nicht unmöglich ist, daß es sich um eine geographische Varietät von einer bekannten Art — vielleicht gerade von *W. furlana* Zitt. — handelt. Mit Betonung des Unterschiedes, der sich in den Umrissen und der Ausbildung des dorsalen Sinus kundgibt, wollte ich mit der Benennung der Form nur dieses Verhältnis hervorheben, ohne mein Exemplar als gute Art zu betrachten.

Inoceramus cfr. ventricosus Sow. sp.

1823. *Crenatula ventricosa* Sowerby Min. Conch. S. 443.
1836. *Inoceramus nobilis* Goldfuss: Petrefacta Germ. Taf. 109. Fig. 4.
1853. « « Oppel: Mittl. Lias Schwabens S. 81. Taf. 4. Fig. 13.
1869. « *ventricosa* Sow. sp. Dumortier: Bass. du Rhône. III. S. 134. Taf. XXI. Fig. 5—6.

Ein kleines, 18 mm langes, 14 mm breites und 12·5 mm dickes Exemplar kann zu dieser Art gestellt werden, obzwar bisher durchwegs

[1] Geol. Beob. d. Central-Appenn. S. 128. Taf. XIV. Fig. 8.

beträchtlich größere Exemplare beschrieben wurden. Immerhin erwähnt schon Oppel auch 1—2 Zoll große Exemplare. Ob das Exemplar von Jakadjik tatsächlich mit voller Bestimmtheit zu dieser Art gehört, konnte ich nicht feststellen, da sich in den bisherigen Beschreibungen gar keine Angaben über die Dicke finden. In der Schnabelregion ist mein Exemplar — nach Abbildungen geurteilt — viel dicker als der Typus der Art, ihre Umrisse deuten aber dennoch ehestens hierher.

MOLLUSCA.

Posidonomya sp.

Eine kleine Bivalve, die sich einem Ammoniten aufgewachsen vorfand, kann nicht näher bestimmt werden. Sie ist etwas länger als breit, erinnert in ihrer Gestalt an *P. (Aulacomya) Bronni* Voltz sp., es fehlt ihr jedoch die für diese Art charakteristische Furche.

Pleurotomaria sp.

Zwei nicht näher bestimmbare abgeriebene und fragmentare Steinkerne.

CEPHALOPODA.

Nautilus sp.

Einige Luftkammerfragmente verweisen auf Grund ihres Umgangsquerschnittes und der Lage des Siphos auf *N. striatus* Sow. und *N. Suri* Hau.

Rhacophyllites cfr. Nardii Mgh. sp.

1901. *Rhacophyllites Nardii* Mgh. Fucini Cefal. Mte. Cetona S. 50. Taf. VII. (Vergl. hier die ältere Literatur.)
1909. « « Rosenberg: Liass. Ceph. d. Kratzalpen. S. 222.

Ein durchwegs gekammertes Exemplar ist ehestens noch mit dieser Art zu identifizieren, von welcher es nur insofern abweicht, als die Umgänge gegen die Externseite zu schmäler werden, während der Typus im Querschnitt elliptische Umgänge besitzt. Auch drei Einschnürungen sind daran zu beobachten.

Durchmesser (D) 62 mm, Nabelweite (N) 29%.

Höhe des Umganges zwischen dem antisiphonalen und siphonalen Ende (H) 32%.

Höhe des Umganges bis zum Nabelrande (R) 43%.
Breite des Umganges (B) 18%.

Rhacophyllites planispira Reyn. sp.

1868. *Ammonites planispira* Reynés: Essais de géol. et paléont. Aveyronnais S. 99. Taf. V. Fig. 3.

Ein charakteristisches Exemplar mit einem Durchmesser von 22 mm (N = 18%). Ursprünglich wurde die Art aus dem mittleren Lias beschrieben, seither wies sie jedoch Uhlig[1] auch aus dem oberen Teil des unteren Lias der Bukowina nach. Seit der jüngsten Zeit ist sie auch aus den Alpen bekannt, wenn auch nicht gerade in charakteristischer Ausbildung.

Phylloceras persanense Herb.

Tafel IV, Figur 2.

1908. *Rh. persanense* Herb. Vadász: Unterliassische Fauna von Alsórákos. S. 341. Taf. VII. Fig. 1. (Mit Literaturverzeichnis.)
1911. « « « Toula: Paläont. Mitteil. (Abh. d. k. k. geol. R. A. Wien Bd. XX.) S. 19.

Diese Art wird in der Fauna von Jakadjik durch zwei kleinere und ein größeres Exemplar vertreten. Die Bestimmung ist ganz sicher, nur muß bemerkt werden, daß die Umgänge unserer Exemplare etwas breiter sind als die der siebenbürgischen. In dieser Hinsicht nähern sie sich einigermaßen dem *Ph. leptophyllum* Hau. sp. und *Ph. convexum* Stef., ihre Lobenlinie ist jedoch nicht so reich gegliedert, sondern besitzt die Charaktere jener von *Ph. persanense* Herb.

Die wichtige Rolle, die *Ph. persanense* und ähnliche Formen im unteren Lias spielen, wurde schon von mehreren Seiten betont. In der Fauna des mediterran-kaukasischen Jurareiches besitzt diese Art, ebenso wie *Ph. leptophyllum* Hau. sp. und *Ph. convexum* Stef. eine große Wichtigkeit. Diese Formen nehmen gegenüber den übrigen Phylloceraten zumindest eine ebenso selbständige Stellung ein, als die Gruppe des *Ph. cylindricum* (= *Geyeroceras* Hyatt), und ich meinerseits schließe mich der Ansicht Dieners, der dieselben von letzterer Gruppe abgetrennt sehen will, unbedingt an.[2]

[1] Uhlig: Unterliass. Fauna a. d. Bukowina. — Rosenberg: Hagengebirge. S. 36. Taf. XI. Fig. 32.

[2] Upper triassic and liassic fauna of the exotic blocks of Malta Johar (Pal. ind. Sér XV. Bd. I. 1908). S. 67.

Nicht minder interessant ist auch die geographische Verbreitung der erwähnten Arten. *Ph. persanense* scheint unter ihnen die weitest verbreitete Art zu sein, da es in Italien, Siebenbürgen und Kleinasien gleicherweise heimisch ist. *Ph. leptophyllum* Hau. sp. ist bisher nur aus Siebenbürgen bekannt. *Ph. convexum* Stef. aber nur aus Italien. Betreffs der beiden letzteren habe ich bereits in meiner Arbeit über die Fauna von Alsórákos erwähnt, daß sie einander vertreten zu scheinen, da die sehr nahe stehenden, trotzdem aber unbedingt getrennt zu haltenden beiden Arten bisher in keiner Fauna zusammen gefunden wurden. Dies sind also gute geographische Arten.

Auf Grund der oben angeführten Arbeit Dieners betrachte ich es als erwiesen, daß *Ph. leptophyllum* Hau. sp. auch im Himalayischen Jurareiche verbreitet ist.[2] Den von hier beschriebenen *Ph. Montgomeryi* vermag ich nämlich auf Grund der Beobachtungen, die ich während dem Studium der Fauna von Alsórákos machte, keineswegs von *Ph. leptophyllum* zu trennen; wenn es auch Unterschiede zwischen den beiden Formen gibt, so sind dieselben doch nur untergeordnet. Die Abweichung in der Lobenlinie aber, auf welche Diener hinweist, existiert in Wirklichkeit nicht. Demnach ist *Ph. leptophyllum* eine orientalische Art, *Ph. convexum* Stef. aber eine westliche Form.

D. :	95 mm	53 mm	36 mm
N. :	11%	13%	12%
H. :	45%	41%	—
R. :	56%	59%	—
B. :	48%	45%	47%

Phylloceras oenotrium Fuc. var. complanata Vad.

Tafel IV, Figur 3.

1908. *Ph. oenotrium* Fuc. *var. complanata* Vadász: Unterliassische Fauna von Alsórákos S. 352. Taf. VII. Fig. 6.

Eine flache Form mit hohen Umgängen, engem Nabel und stark gegliederter Lobenlinie. Die Umgänge werden gegen die Externseite zu schmäler, am Nabelrande sind sie breiter.

Die hohen Umgänge, der enge Nabel, vornehmlich aber die reich gegliederte Lobenlinie deuten auf *Ph. oenotrium* Fuc., von dessen Typus sich unser Exemplar durch seinen engeren Nabel und seine

[1] Uhlig: Die marinen Reiche d. Jura und d. Unterkreide. (Mitteil. d. geol. Ges. Wien. IV. 1911).

flacheren Seiten unterscheidet. Dies waren jene Charaktere, auf Grund deren ich die in der Fauna von Alsórákos vorkommende ähnliche Form unter dem Namen *complanata* als besondere Varietät abtrennte. Das Exemplar von Jakadjik kann also auf Grund derselben Merkmale mit dieser Varietät identifizert werden. Betreffs der verwandtschaftlichen Beziehungen der Art verweise ich auf die Beschreibung Fucinis, sowie auf meine Ausführungen in der Arbeit über die Fauna von Alsórákos.

D. : 67 mm N. : 7%
H. : 44% R. : 55%
B. : 30%

Phylloceras alontinum Gemm.

1897. *Ph. alontinum* Gemm. Pompeckj: Pal., stratigr. Stud. a. Anatolien. S. 733. Taf. XXIX. Fig. 5—8. (Vergl. hier die ältere Literatur.)
1909. « « « Rosenberg: Liass. Ceph. d. Kratzalpe. S. 213. Taf. X. Fig. 16—18.

Wenn man bei der Abgrenzung dieser Art sich die jüngstens auch von Rosenberg bestätigte Auffassung Pompeckjs zu eigen macht, so kann ein kleines, gekammertes Exemplar des Materials von Jakadjik mit Bestimmtheit hierhergestellt werden. Aus den hierauf bezüglichen literarischen Daten geht nur hervor, daß diese Art in ihren Merkmalen ziemlich unbeständig ist, weshalb der Artenbegriff bei der Abgrenzung in diesem Falle etwas weiter gefaßt werden muß. Betreffs der Gruppe des *Ph. Capitanei* Cat. sp. habe ich mich mit dieser Frage an anderer Stelle schon selbst befaßt.[1]

*

Außer den hier beschriebenen gelangten noch zwei kleine, abgeriebene, nicht näher bestimmbare Exemplare zutage. Eines derselben stellt vermutlich ein jugendliches Exemplar von *Ph. cylindricum* Sow. sp. dar.

Lytoceras cfr. sepositum Mgh.

1867—1881. *Lytoceras sepositum* Meneghini: Monogr. du calc. rouge nummulitique. S. 109. Taf. XXII. Fig. 34.

Eine kleine, bei einem Durchmesser von 19 mm sehr evolute (N. : 42%) Form kann ehestens auf diese Art bezogen werden. Es ist

[1] Die Juraschichten d. südl. Bakony. (Result. d. Wiss. Erforsch. d. Balatonsees Pal. Teil III. Bd.) 1909.

ein etwas abgeriebener, skulpturloser Steinkern, dessen Lobenlinie nicht genug deutlich zu sehen ist. Der Umstand, daß die Umgänge breiter als hoch sind, deutet darauf hin, daß wir es mit dem Typus der Art zu tun haben. Die Umgänge wachsen langsam an und berühren sich kaum.

Eine sichere Identifizierung ist mangels an genügenden Merkmalen, nicht durchführbar. Mit dem in der zitierten Beschreibung Pompeckjs erwähnten *Lytoceras* sp. (ex. aff. *L. ampli* Opp. sp.) ist unser Exemplar nicht ident.

Arietites (Vermiceras) cfr. ophioides Orb. sp.

Ein Steinkern von 32 mm Durchmesser, 53% Nabelweite, mit etwa 52 Rippen auf einem Umgange. Dies sind jene Charaktere, die an unserem Exemplar wahrzunehmen sind und auf Grund deren es zu *A. ophioides* gestellt werden kann. Die Zahl und der Verlauf der Rippen deutet entschieden auf diese Art, nur der viel engere Nabel steht einer sicheren Identifizierung im Wege.

Arietites (Vermiceras) cfr. spiratissimus Qu. sp.

Hierher gehört ein noch kleineres Exemplar, als das vorige war (D. : 17 mm). Es trägt auf einem Umgange etwa 34 gerade, am Externrande jähe absetzende Rippen. Es ist zweifellos nur ein innerer Umgang, so daß seine Charaktere nicht als endgültig betrachtet werden können. Die äußere Erscheinung des Exemplares spricht ehestens für die Quenstedtsche Art, obzwar es einen engeren Nabel und breitere Umgänge besitzt. Da das einzige vorliegende jugendliche Exemplar keine vollständige Aufklärung über die Charaktere zu geben vermag, soll mit dem obigen Artennamen nur der Formenkreis angedeutet werden, in welchen das Exemplar zweifellos gehört.

N. : 55%, H. : 23%, B. : 29%.

Arietites rotiformis Sow. sp. var. tardesulcatus Wähn.

Tafel IV, Fig. 4.

Das abgebildete Exemplar stimmt in allen seinen Charekteren, in der Nabelweite, in der Berippung, in der Gestalt der Umgänge und in der Ausbildung des Kieles mit der von Wähner aufgestellten alpinen Varietät dieser Art überein. Nur muß ich hervorheben, daß unser Exemplar mit einer dicken mangan-, eisenhaltigen Kruste überzogen ist.

Oxynoticeras lynx Orb. sp. var.?

Tafel IV, Figur 1.

1842. *Ammonites lynx* Orbigny: Pal. française, terr. jur. S. 288. Taf. LXXXVII. Fig. 1—4.
1907. *Oxynoticeras lynx* Orb. Pompeckj: Oxynot. siném. du Portugal. S. 283. (Mi Literaturverzeichnis.)

Ein auf der einen Seite nur wenig abgeriebenes, auf der anderen Seite aber ganz korrodiertes Exemplar, mit engem Nabel und schwach gewölbten Seiten; die größte Breite befindet sich in der Nabelgegend. Die Umgänge sind im Querschnitt lanzenförmig mit ganz scharfem Externteil. Von der Skulptur sind bloß die vom abgerundeten Nabelrande ausgehenden schwachen Rippen zu sehen, ihr Verlauf läßt sich jedoch infolge der Abgeriebenheit der Seiten nicht verfolgen. An der Lobenlinie gliedert sich der erste Lateralsattel in zwei ungleiche Teile, in einen vorderen, einfachen und einen hinteren, mehr breiten, vierteiligen Lappen. Der zweite Lateralsattel ist weniger gegliedert, etwas kleiner, jedoch ebenso breit wie der erste. Der Externlobus bildet einen schief, nach außen ragenden Zweig; der erste Laterallobus ist gleichmäßig gegliedert, bogenförmig, nur um ein weniges kürzer als der Externlobus. Der zweite Laterallobus ist ganz kurz. Vier bis fünf gegen den Nabel an Größe abnehmende Auxiliarelemente vervollständigen die Lobenlinie.

Maße: D.: 76 mm R.: 59%
N.: 5% H.: 47%
B.: 23%

Nach langwierigen Vergleichen kann ich dieses Exemplar ehestens mit der Orbignyschen Art identifizieren. Die Maße stimmen mit jenen dieser Art vollkommen überein, auch die Gestalt der Umgänge ist ident. Die Skulptur ist zwar nicht gut erhalten, die Partie um den Nabel herum kann jedoch ebenfalls auf *O. lynx* bezogen werden. Ein wesentlicher Unterschied gibt sich jedoch in der Ausbildung der Lobenlinie zu erkennen, ob man nun die Beschreibung und Abbildung Orbignys, oder die von Futterer[1] unter dem Namen *O. Oppeli* beschriebene und

[1] Die Ammoniten des Lias v. Oestringen. (Mitt. d. badischen geol. Landesamtes 2, 1893.) S. 292.

abgebildete, von Pompeckj aber zu der in Rede stehenden Art einbezogene Form vor Augen hält. Beim Typus ist nämlich der erste Lateralsattel viel breiter und dabei mehr gegliedert, während der Zweite um vieles höher ist; Futterer erwähnt überdies 6—7 Auxiliarelemente. Trotz der Übereinstimmung, die sich in den übrigen Merkmalen zu erkennen gibt, ist dies eine so wesentliche Abweichung, daß unser Exemplar keineswegs artlich mit *O. lynx* identifiziert werden kann. Da jedoch mein einziges Exemplar nicht gut genug erhalten ist, will ich von der Aufstellung eines neuen Typus Abstand nehmen und begnüge mich mit dem Hinweis auf die nächsten Beziehungen, um solcherart die stratigraphische Stellung der Art zu klären.

Eine ähnliche Form ist noch *O. Albion* Reyn.,[1] die jedoch von unserem Exemplar ebenfalls in der Lobenlinie wesentlich abweicht, überdies scheinen, nach der Abbildung geurteilt, auch ihre Umgänge viel bogenförmiger zu sein. (Eine Beschreibung existiert meines Wissens nicht.) Eine dritte nahestehende Art ist *O. lymense* Wright sp.,[2] diese besitzt jedoch einen noch engeren Nabel, ihre Umgänge sind schmäler, an der Externseite gefurcht; auch ihre Lobenlinie ist wesentlich anders beschaffen. Dasselbe gilt für *O. Salmanni* Dum. sp.,[3] welche Art außerdem auch noch glatt ist.

Sehr wahrscheinlich vertritt die kleinasiatische Form tatsächlich einen neuen Typus, welcher am besten zwischen *O. lynx* Orb. sp. und *O. Albion* Reyn. gestellt werden kann. Von der Benennung dieses Typus will ich jedoch aus den oben angedeuteten Gründen absehen. *O. lynx* Orb. sp. kommt im unteren Teil des mittleren Lias (γ Charmouthien), *O. Albion* Reyn. sp. aber im oberen Teil des unteren Lias (β Raricostatum-Horizont) vor. Ebenfalls aus dem oberen Teil des unteren Lias (Oxynotum-Horizont) ist auch *O. lymense* Wright sp. und *O. Salmanni* Dum. sp. bekannt. Wenn ich mein Exemplar zu *O. lynx* Orb. stelle, so will ich damit hauptsächlich nur die stratigraphische Identität betonen, weil ich aus Gründen, die in der Zusammenfassung eingehender besprochen werden sollen, annehmen muß, daß auch diese Art aus dem unteren Teil des mittleren Lias stammt.

[1] Monogr. d. Ammonites. Taf. XLV. Fig. 21—24.

[2] Lias ammonites. S. 391, Taf. XLVI, Fig. 1—3, XLVII, Fig. 1—3, XLVIII, Fig. 1—2.

[3] Bassin du Rhône II, S. 154, Taf. XL, Fig. 2—4, Taf. XLIII, Fig. 1—2.

Coeloceras sp.

Ein abgeriebenes Fragment mit breiten Umgängen, etwa zwanzig am Externrande mit kräftigen Knoten versehenen und hier sich gabelnden Rippen, deutet auf die Gruppe von *Coeloceras armatum* Sow.

Belemnites sp.

Atractites sp.

STRATIGRAPHISCHE ERGEBNISSE.

Die hier beschriebene Fauna von Jakadjik besteht demnach aus folgenden Arten:

Foraminifera:	*Miliolinae* sp.
	Textularia sp.
	Glandulina laevigata Orb.
	Nodosaria radicula L. sp.
	Nodosaria raphanus L. sp.
	Nodosaria (Dentalina) communis Orb.
	Frondicularia sp.
	Cristellaria sp. (cfr. *convergens* Born.)
	Orbulina universa Orb.
Spongien-Reste.	
Crinoidea:	*Cotyloderma* sp.
	Pentacrinus laevisutus Pomp.
	Pentacrinus goniogenos Pomp.
	Isocrinus sp. (cfr. *basaltiformis* Qu. sp.)
Brachiopoda:	*Rhynchonellina anatolica* Vad.
	Rhynchonella variabilis Schl. sp.
	Terebratula punctata Sow.
	Terebratula cfr. *erbaensis* Suess.
	Waldheimia mutabilis Opp.
	Waldheimia subdigona Opp.
	Waldheimia cfr. *Fuggeri* Böse.
	Waldheimia anatolica Vad.
Lamellibranchiata:	*Inoceramus* cfr. *ventricosus* Sow.
	Posidonomya sp.
Gasteropoda:	*Pleurotomaria* sp.
Cephalopoda:	*Nautilus* sp.
	Rhacophyllites cfr. *Nardii* Mgh. sp.
	Rhacophyllites planispira Reyn. sp.

Phylloceras persanense Herb.
Phylloceras oenotrium Fuc. var. *complanata* Vad.
Phylloceras alontinum Gemm.
Phylloceras sp. (cfr. *cylindricum* Sow. sp.)
Lytoceras cfr. *sepositum* Mgh.
Arietites (Vermiceras) cfr. *ophioides* Orb. sp.
Arietites (Vermiceras) cfr. *spiratissimus* Qu. sp.
Arietites rotiformis Sow. sp. var. *tardesulcata* Wähn.
Oxynoticeras lynx Orb. sp. var.?
Coeloceras sp.
Belemnites sp.
Atractites sp.

Diese kleine Fauna liefert interessante Daten zu unserer Kenntnis des Lias von Kleinasien und bestätigt jene wertvollen Feststellungen, die Pompeckj lieferte. Betreffs der einzelnen Formen habe ich, wo sich dies als nötig erwies, bereits weiter oben meine Bemerkungen gemacht. Hier muß ich noch einiges von mehr allgemeinem Werte hinzufügen. Es erscheint mir nötig, hier neuerdings auf die Wichtigkeit der unter dem Namen Cotyloderma beschriebenen Crinoide aus dem Gesichtspunkte der Sedimentbildung hinzuweisen. Der allgemeine Charakter der Fauna ist entschieden mediterran. Sehr interessant ist unter den Brachiopoden das Auftreten der Gattung *Rhynchonellina* mit einem neuen Typus, welcher bisher der östlichste Vertreter dieser überwiegend mediterranen Gattung ist. Die übrigen Brachiopodenarten sind mehr indifferent, höchstens *W. subdigona* Opp. verdient noch erwähnt zu werden, als eine Art, die bisher bloß aus Deutschland bekannt war, ferner *W. anatolica* n. f., deren nächste Verwandte ebenfalls außerhalb der mediterranen Juraprovinz leben.

Die Ammoniten sind ausschließlich charakteristische mediterrane Elemente mit einem Überwiegen der Phylloceraten. Lediglich *O. lynx* Orb. sp. var.? bildet eine Ausnahme, indem diese Art, wie weiter oben betont wurde, artlich nicht ident ist mit dem Typus Orbignys, sondern nur ein naher Verwandter dieser Art ist.

Die von Pompeckj aus Tessik-tash beschriebene Fauna umfaßt 17 bestimmte Arten. Die im obigen beschriebene Fauna besteht, die Foraminiferen mit einberechnet, aus 39 Arten, sie ist also beträchtlich reicher als jene. Brachiopoden werden diesmal zum erstenmal aus

Kleinasien beschrieben und sie stellen — wie oben gezeigt wurde — Formen dar, die Erfolge für die späteren Forschungen versprechen. Die schichtenweise Verteilung der Arten ist mir nicht bekannt, weshalb wir hier, ebenso wie im Falle Pompeckjs, bei der Bewertung der Fauna lediglich auf die Arten selbst angewiesen sind. Dies wird durch die meist sicher identifizierten bekannten Arten, deren vertikale Verbreitung in der mediterranen Jurazone schon vielfach klargestellt wurde, wesentlich erleichtert.

Bereits in den einleitenden Zeilen wurde erwähnt, daß die hier beschriebene Fauna auch in ihrem Gesteinsmaterial heterogen ist, daß sich die charakteristischen Ammoniten der Adneter Fazies deutlich von dem braunrotem, sandigen Gestein der Brachiopoden unterscheiden; die aufgezählten Brachiopoden können also entschieden als eine einheitliche Fauna betrachtet werden. Bekanntlich lassen sich die Brachiopoden nur mit großer Umsicht zu Altersbestimmungen verwenden. Aus der Brachiopodenfauna von Jakadjik können aus diesem Gesichtspunkte drei Arten genannt werden. *Terebratula erbaensis* Suess ist nur aus dem mittleren und oberen Lias bekannt. In jüngster Zeit wurde sie vom Assistenten an der technischen Hochschule K. Kulcsár als eine charakteristische Form des mittleren Lias des Gerecsegebirges erkannt. *W. subdigona* ist eine für den mittleren Lias des schwäbischen Jura charakteristischen Form, und wenn sie auch in der mediterranen Juraprovinz noch nicht nachgewiesen ist, so ist die Ähnlichkeit des Exemplares von Jakadjik doch so groß, daß dasselbe auf keine andere Form bezogen werden kann. Die dritte Form, *W. Fuggeri* Böse kam bisher ebenfalls aus dem mittleren Lias zutage. Die unter dem Namen *W. anatolica* beschriebene neue Art schließlich ist ebenfalls mit mittelliassischen Arten nahe verwandt. Die übrigen Arten sind indifferent, alle kommen jedoch auch im mittleren Lias vor. Demnach können die Brachiopoden von Jakadjik als mittelliassisch betrachtet werden. Diese Auffassung findet auch durch das Auftreten von *Inoceramus ventricosus* Sow. sp. eine Bestätigung, welche Art ebenfalls auf mittleren Lias deutet. Einen genaueren Horizont zu bestimmen ist unmöglich, wahrscheinlich ist jedoch, daß es sich um den oberen Teil des mittleren Lias handelt.

Während die Bestimmung des Alters der Brachiopoden nur auf Wahrscheinlichkeit beruht, kann das Alter der Ammoniten ganz genau bestimmt werden. Das Auftreten der Gattung Arietites beweist, daß man es mit unterem Lias zu tun hat, u. zw. kann aus dem Vorhandensein von *A. rotiformis* Sow. sp. var. *tardesulcata* Wähn. und *Ph. persanense* Herb. entschieden auf den Bucklandi-Horizont geschlos-

sen werden. *Rh. planispira* Reyn. sp., *Ph. alontinum* Gemm. und *Lyt. sepositum* Mgh. sprechen für mittleren Lias, u. zw. für dessen A. margaritatus-Horizont. Hierher dürfte auch *O. lynx* Orb. gehören, obzwar der Typus für einen tieferen — den Uptonia Jamesoni-Horizont charakteristisch ist; immerhin kann die Art aus dem öfters betonten Grunde, daß sie nicht mit dem Typus übereinstimmt, in den Margaritatus-Horizont gestellt werden. In denselben Horizont gehört auch *Pent. laevisutus* Pomp. und *Pent. goniogenos* Pomp., wie dies schon von Pompeckj festgestellt wurde.

Demnach verteilt sich die Jurafauna von Jakadjik folgendermaßen in drei Horizonte. In den Bucklandi-Horizont des unteren Lias gehören:

Milionila sp.
Textularia sp.
Glandulina laevigata Orb.
Nodosaria radicula L. sp.
« *raphanus* L. sp
« *(Dentalina) communis* Orb.
Frondicularia sp.
Cristellaria sp. (cfr. *convergens* Born.)
Orbulina universa Orb.,

welche Arten aus dem Schlämmungsreste des roten, tonigen Verwitterungsproduktes zutage gelangten. In diesen Horizont gehören ferner folgende Arten:

Cotyloderma sp.
Posidonomya sp.
Nautilus sp.
Rhacophyllites cfr. *Nardii* Mgh. sp.
Phylloceras persanense Herb.
Phylloceras oenotrium Fuc. *var. complanata* Vad.
Phylloceras (Geyeroceras) cfr. *cylindricum* Sow. sp.
Arietites (Vermiceras) cfr. *ophioides* Orb. sp.
Arietites (Vermiceras) cfr. *spiratissimus* Qu. sp.
Arietites rotiformis Sow. sp. *var. tardesulcata* Wähn.

Der Amaltheus margaritatus-Horizont des mittleren Lias wird durch folgende Elemente der beschriebenen Fauna vertreten:

Spongiae.
Cotyloderma sp.
Pentacrinus laevisutus Pomp.

Pentacrinus goniogenos POMP.
Isocrinus (sp. cfr. *basaltiformis* QU. sp.)
Rhynchonellina anatolica nov. sp.
Rhynchonella variabilis SCHL. sp.
Terebratula punctata SOW.
Terebratula cfr. *erbaensis* SUESS.
Waldheimia mutabilis OPP.
Waldheimia subdigona OPP.
Waldheimia cfr. *Fuggeri* BÖSE.
Waldheimia anatolica VAD.
Inoceramus cfr. *ventricosus* SOW.
Pleurotomaria sp.
Rhacophyllites planispira REYN. sp.
Phylloceras alontinum GEMM.
Lytoceras cfr. *sepositum* MGH.
Oxynoticeras lynx ORB. sp. var.?
Coeloceras sp.
Belemnites sp.
Atractites sp.

Da das Gesteinsmaterial der Brachiopoden von jenem der Cephalopoden abweicht, muß angenommen werden, daß sie aus einer anderen Schicht stammen. Der mittlere Lias ist also in Form einer Brachiopoden- und einer Cephalopoden-Fazies ausgebildet.

Die stratigraphische Bewertung der Fauna von Jakadjik führt also zu denselben Resultaten, zu welchen auch POMPECKJ auf Grund der Fauna von Kessik-tash gelangt ist, mit dem Unterschiede, daß an letzterer Lokalität noch eine höhere Schichtengruppe, der obere Lias ausgebildet ist. Es ist nun schon auf Grund der bisherigen Untersuchungen erwiesen, daß der Lias in Kleinasien in mediterraner Ausbildung durch eine vollständige Schichtenreihe vertreten ist. Aus den bisher vorliegenden spärlichen Angaben über die jüngeren Jurabildungen, kann geschlossen werden, daß es in diesem Gebiet eine viel reichere Juraserie geben muß, deren eingehendes Studium gewiß noch viel wertvolle Ergebnisse liefern wird.

ERKLÄRUNG ZUR TAFEL IV.

1. *Oxynoticeras lynx* Orb. sp. var. ?
2. *Phylloceras persanense* Herb.
3. *Phylloceras oenotrium* Fuc. var. *complanata* Vad.
4. *Arietites rotiformis* Sow. sp. var. *tardesulcata* Wähn.
5. *Rhynchonellina anatolica* n. sp.

Das ganze Material, samt den Originalen liegt in der Sammlung der kgl. ungar. geol. Reichsanstalt.

1
5a
5b
2

ERKLÄRUNG ZUR TAFEL IV.

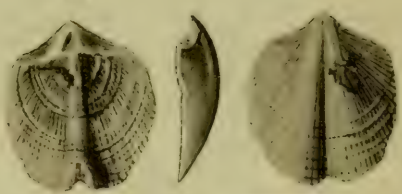
1. *Oxynoticeras lynx* ORB. sp. var. ?
2. *Phylloceras persanense* HERB.
3. *Phylloceras oenotrium* FUC. var. *complanata* VAD.
4. *Arietites rotiformis* SOW. sp. var. *tardesulcata* WÄHN.
5. *Oxynchonellina anatolica* n. sp.

Das Material, samt den Originalen liegt in der Sammlung der kgl. ungar. geol. Reichsanstalt.

1

4

5a 5b 5c



2

3

4.

MIOCÄNE OSTRAKODEN AUS UNGARN.

VON

Dr. BÉLA ZALÁNYI.

MIT DEN TAFELN V—IX. UND 38 TEXTFIGUREN.

EINLEITUNG.

Unsere auf die fossilen Muschelkrebse (Ostrakoden) bezüglichen Kenntnisse sind, im Vergleiche mit den übrigen Tierordnungen, sehr lückenhaft. Nur einige Mitteilungen von geringerem Umfange befassen sich mit der heimischen Ostrakoden-Fauna. Die im Jahre 1892 erschienene Arbeit Emerich Héjjas's «Siebenbürgens tertiäre Ostrakoden»,[1] die erste auf ungarische Ostrakoden bezügliche Studie, und die dieser folgende mehr zusammenfassende Arbeit desselben Autors,[2] dient hauptsächlich geologischen Interessen. Der weitere Aufbau des betretenen Weges verblieb, in Ermangelung der gehörigen Grundlegung, eine längere Zeit hindurch im Anfangsstadium. Die Ursache des eingetretenen «Stillstandes» können wir doch nur in jener Tatsache suchen, daß die Muschelkrebse, überhaupt aber auch andere Mikrofaunen, nur in solchem Maße einem Studium unterzogen wurden, in welchem sie ein mehr-weniger wertvolles Resultat zu bieten geeignet waren. Aus diesem rein nutzbringenden Standpunkte unterblieb das weitere Studium der fossilen Muschelkrebse, während ihre Organisationsverhältnisse, bei dem sehr häufig vorzüglichen Erhaltungszustand derselben, sowohl in der Paläontologie, als in der Geologie zu einer wichtigeren Rolle berufen wären.

Die bei der Untersuchung der fossilen Muschelkrebse in neuerer Zeit aufgetauchten und von den älteren wesentlich abweichenden Gesichtspunkte, — welche, von der Untersuchung der lebenden ausgehend, sich mit der Form der Muschelschalen und ihrer Oberflächenstruktur nicht begnügen, sondern das Hauptgewicht auf die feineren Strukturverhältnisse legen — eröffnen auf die Resultate der Zukunft bezüglich eine beruhigende Perspektive. Davon, daß diese neueren Gesichtspunkte zur Geltung gelangen, hängt in erster Reihe die sichere und gleich-

[1] Orvos-Term.-tudom. Értesitő. (Medizin.-naturwiss. Anzeiger.) Kolozsvár, 1892. (Separatabdruck.)

[2] Palæont. tanulmányok Erdély tertiär-rétegeinek mikrofaunájáról. (Paläontologische Studien über die Mikrofauna der Tertiärschichten Siebenbürgens.) Kolozsvár, 1894.

mäßige Grundlegung für die ferneren Forschungen ab, woraus dann das Aufhören der Unklarheit in der Systematik und die geologische Verwertbarkeit der erlangten Resultate folgt. Das Verdienst des Bahnbrechens in dieser Richtung gebührt JULIUS MÉHES. Den Wert der an den unterpannonischen Cypriden von diesem Autor durchgeführten Studien[1] erhöht namentlich der Umstand, daß diese Studien mehrseitig sind und eine einheitliche Untersuchungsmethode festsetzen; in Parallele mit jener Richtung, die für die lebenden Cypriden mit seinen grundlegenden epochalen Arbeiten G. W. MÜLLER schuf.

Im Rahmen meiner Arbeit bestrebte ich mich, nicht nur die Arten systematisch zu beschreiben, sondern auch die feineren Strukturverhältnisse der Muschelschalen zu beleuchten, wozu mich der Geist der neuen, biologisch zu nennenden Richtung anleitete. Der größte Teil meines Untersuchungsmateriales, welches Herr Dr. Z. SCHRÉTER so freundlich war mir zur Disposition zu stellen, ging aus jener Mikrofauna hervor, deren Foraminiferen und Mollusken Z. SCHRÉTER eingehend untersuchte.[2] Um die neuere Forschungsmethode kennen zu lernen, wendete ich mich an Herrn Dr. J. MÉHES, der selbstlos, Zeit und Mühe nicht scheuend, mit fachgemäßen Anweisungen und Ratschlägen mir beistand, wofür er auch an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank entgegennehmen möge. Hohe Achtung und Dank schulde ich Herrn Professor der technischen Hochschule Dr. E. v. DADAY, der nicht nur die nötigen Instrumente und die auf die lebenden Ostrakoden bezügliche Literatur mir zur Benützung überließ, sondern auch während des Werdens meiner Arbeit bis zu Ende mit seinen Ratschlägen und seinen Interesse mich überhäufte. Endlich spreche ich der Direktion der kgl. ung. geologischen Reichsanstalt meinen ergebenen Dank aus für die Erlaubnis die Bibliothek der Anstalt zu benützen und für die Herausgabe meiner Arbeit, ferner dem löblichen Rate der Haupt- und Residenzstadt Budapest für die gütige materielle Unterstützung, die mir zuteil wurde.

*

Meine Arbeit führte ich im zoologischen Institut der Budapester Josefs-technischen Hochschule im Jahre 1912 durch.

[1] Adatok Magyarország pliocén Ostracod.-nak ismeretéhez. (Daten z. Kenntnis d. pliozänen Ostrakoden Ungarns. I, 1907. Földtani Közlöny, Bd. XXXVII).

[2] A balatonföldvári mélyfúrás eredményei. (Geologische Resultate d. Tiefbohrung bei Balatonföldvár.) In den Abschnitt «Geologie u. Geomorphologie d. Umgebung des Balatonsees» von Dr. LUDWIG LÓCZY eingeschaltet. Resultate d. wissenschaftl. Unters. d. Balaton. Bd. I.

I. ALLGEMEINER TEIL.

Bei Bestimmung der fossilen Ostrakoden steht uns lediglich die Schale des Tieres zur Verfügung, auf deren morphologische Verhältnisse die älteren Untersuchungen sich im allgemeinen erstreckten, indem sie sich mit der Darstellung der Form der Muscheln in der Seiten- und oberen Ansicht und der Struktur der äußeren Wendung im großen begnügten. Die Haltlosigkeit der Forschungen in dieser Richtung ist umso augenfälliger, je mehr Sorgfalt wir auf die Aufhellung der feineren Teile der Muschelwandung verwenden. Im folgenden versuche ich, über die nur bei stärkerer Vergrößerung sichtbaren feineren Strukturverhältnisse der fossilen Muschel ein einheitliches Bild zu liefern. Die auf diese Verhältnisse bezüglichen Forschungen können wir erfolgreich auf der inneren Oberfläche der Muscheln durchführen, wo die wichtigsten morphologischen und mit diesen im Zusammenhang auch systematisch sicherer feststellbaren Merkmale in erster Linie zu suchen sind. Auch die Vergleiche mit den lebenden Muschelkrebsen verweisen unzweifelhaft hierauf, ferner der Umstand, daß die Ausgestaltung der inneren Wandung hauptsächlich von den inneren Organen abhängt, daher sie auch, der äußeren gegenüber, die von der Umgebung, der Lebensweise etc. von fortwährenden Änderungen mehr beeinflußt wird, von konstanterer Zusammensetzung ist.

Der Körper des lebenden Ostrakoden ist von einer doppelten Hülle: der Muschel und der eigentlichen Körperhülle bedeckt. Während des Vorganges der Versteinerung verbleibt hauptsächlich die aus Kalk bestehende Muschel, während die verkalkten Teile der inneren, häutchenartigen Kutikular-Körperhülle gewöhnlich nur nächst den Rändern der Spitzen zu erkennen sind. Die Kalkschichte der Muschel bedeckt bei den lebenden eine äußere Schichte von dickerer und eine innere von dünnerer Kutikular-Masse; diese nehmen an der Gestaltung der Muschelränder gleichfalls teil. Unsere Kenntnisse sowohl dieser, wie anderer zu den Rändern gehöriger Kutikular-Gebilde sind nur in dem Falle annehmbar, wenn sich dieselben mit den an den lebenden festgesetzten identifizieren lassen.

Die innere Fläche der Muschelränder (Fig. 1) stellt bei den petrifizierten Ostrakoden scheinbar einfache Strukturverhältnisse dar. Wenn wir aber die oft sehr komplizierte Ausbildungsart, die mit der Gestaltung der Ränder und der Muschel-Kalkschicht, sowie der verschiedenen Kutikular-Elemente zusammenhängt, an den lebenden untersuchen, so müssen wir zu dem unzweifelhaften Resultat gelangen, daß das auch bei den fossilen Formen nicht anders sein konnte. Diesbezüglich können wir zu einer sicheren Orientierung nur dann gelangen, wenn uns auch im Laufe der paläontologischen Untersuchungen je mehr derartige Beobachtungen zur Verfügung stehen, wie sie namentlich G. W. Müller[1] und neuestens K. Fassbinder[2] an lebenden Ostrakoden durchführten.

Bei Darstellung der feineren Strukturverhältnisse der Muschelränder bespreche ich den Rand der beiden Spitzen und jenen der Bauchseite, wegen wesentlich gleicher Struktur derselben, gemeinschaftlich, während ich den Muschelrand der Rückseite besonders behandle.

Am Muschelrand der beiden Spitzen und der Bauchseite lassen sich gewöhnlich drei Teile: die äußere und innere Kutikularschichte, ferner die zwischen diesen beiden befindliche Poren-Kanalzone unterscheiden. Die äußere Kutikularschichte ist eine schmale oder breitere Linie in Form eines Streifens und dient als äußerer Saum der Ränder. Oft verschmilzt sie mit der Poren-Kanalzone oder stülpt sich mit der Kalkschichte ein, in welchem Falle sie nur durch ihre schwache Strahlenbrechungsfähigkeit zu erkennen ist, oder sie fehlt auch vollständig. Einen ziemlich entwickelten und gut separierten Streifen bildet sie bei einigen *Cytherideen* (*C. gigantea*, Fig. 17 *a*, *C. Krenneri*, Fig. 13 *b*, *c*, *C. hungarica*, Fig. 11 *b*, *c* etc.) und *Cythereis* bei (*C. Méhesi*, Fig. 22 *b*, *C. balatonica*, Fig. 23 *a*, *b* etc.) Charakteristisch für die äußere Kutikularschichte ist es ferner, daß sie an den Rändern der Spitzen viel breiter ist, als am Muschelrand der Bauchseite. Die innere Kutikularschichte bildet gewöhnlich den schmalen und dann breiten inneren Saum der Ränder der Spitzen, sie kann sich aber auch auf den Rand der Bauchseite erstrecken oder fehlt gänzlich. Die innere Kutikularschichte entspricht dem verdickten und nachträglich verkalkten Teile der eigentlichen Körperhülle, und bildet der äußeren Kutikularschichte gegenüber die für einzelne Arten charakteristische, auffallend entwickelte und in der Gegend der Ränder

[1] G. W. Müller. Die Ostrakoden des Golfes von Neapel. Berlin, 1894.

[2] K. Fassbinder. Beiträge zur Kenntnis der Süßwasser-Ostrakoden. Giessen. 1912. Abdr. aus den zoolog. Jahrbüchern. Abt. 7, Anat. u. Ontog. d. Tiere.

der Spitzen sich verbreiternde Randplatte (*Pontocypris declivis*, Fig. 5 *a*, *b*; *Cytherideis Farkasi*, Fig. 38 *e*, *f* etc.). Namentlich in ihrem Auftreten an den Rändern der Spitzen, ferner dem Verhalten zur Porenkanalzone, kann sie vielerlei Änderungen hervorbringen. Sie kommt an beiden Rändern der Spitzen derselben Muschel vor (*Cythereis Schréteri*, Fig. 25 *b*, *c*; *C. perforata*, Fig. 31 *a*, *b*; *C. balatonica*, *Cytheridea hungarica*, Fig. 11 *b*, *c*), oder nur an dem einen Rande (*Cythereis expunctata*, Fig. 28 *c*, *C. subangusta*, Fig. 24 *c*; *C. Lóczyi*, Fig. 32 *a* etc.). Das völlige Fehlen dieser Platte fand ich bei zahlreichen Cytherideen (*C. Entzi*, Fig. 12 *a*, *b*, *C. Krenneri*, *C. gigantea* etc.) ganz bezeichnend, dem Genus *Cythereis* gegenüber, wo ich sie nur bei *C. Dadayi*, Fig. 33 *a* am vorderen Rand der Spitze beobachten konnte. Die innere Kutikularschichte sondert sich selten von der Porenkanal-Zone ab (*Pontocypris declivis*, *Cythereis Méhesi*, *C. perforata*, *C. Kochi* etc.), sondern mit dieser verschmelzend, erscheint sie als Fortsetzung derselben; an ihrer schwachen Strahlenbrechung aber ist sie leicht zu erkennen.

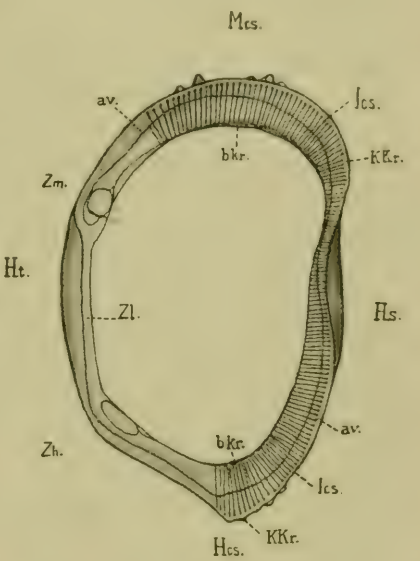


Fig. 1. *Cythereis convexa* Baird. *Mcs* = Vorderer Rand der Spitze. *Hcs* = Hinterer Rand der Spitze. *Hs* = Muschelrand der Bauchseite. *Ht*=Muschelrand der Rückseite. *Kkr* = Äußere Kutikularschichte. *bkr* = Innere Kutikularschichte. *lcs* = Porenkanal. *av* = Lippenlinie. Des Schloßapparates: *zm* = vordere, *zh* = hintere Partie und *zl* = Schloßleiste.

Zwischen der äußeren und inneren Kutikularschichte zieht sich die Porenkanal-Zone hin, welche bei den lebenden unter dem Namen durchsichtiger Kutikularsaum (Daday), oder Zwischenmembran (G. W. Müller) bekannt ist. Hier befinden sich die oft eine bizarre Gestaltung aufweisende Rand-Porenkanäle, an deren distalem Ende entspringende Randborsten nur als Spuren kleiner dunkler Punkte zu beobachten sind. Die Rand-Porenkanäle sind bei einem großen Teile der Arten gerade herablaufend (bei vielen *Cythereis*-Arten), unverzweigt, bisweilen teilen sie sich in mehrere Äste (bei mehreren Cytherideen), oder sie sind wellig (*Cythereis Dadayi*, Fig. 33 *a*, *C. subangusta*, Fig. 24 *b*, *c*). Der auf den äußeren Saum des Muschelrandes

entfallende distale Teil der Porenkanäle spitzt sich gewöhnlich zu und erstreckt sich bis zur inneren Grenze der äußeren Kutikularschichte, während der der inneren Kutikularschichte zugekehrte basale Teil eine mehr-weniger sich verbreiternde, bisweilen eigenartige Buchtung bildet. Die Porenkanäle erscheinen vereinzelt oder dicht angeordnet, sind an ihrem basalen Teile mit einander zusammenhängend, oder ganz abgesondert. Die gerade herablaufenden Porenkanäle zeigen bei einzelnen an ihrem mittleren Teile eine vom normalen abweichende Verbreiterung (*Cythereis perforata*, Fig. 31 *a*, *b*; *C. subangusta* Fig. 24 *b*), während sie bei *Cythereis Méhesi* mehr nächst dem distalen Teil sich erweitern. Manchmal entfernen sie sich stark von einander und sind in ihrem ganzen Verlaufe gleichförmig verbreitert (*Cythereis Korhi*, *C. Dadayi*, *Loxoconcha Szontaghi*, Fig. 9 *a*). Sich verzweigende Porenkanäle finden sich in zwei Fällen: bei *Cytheridea rubra* var. *sera* (Fig. 19 *b*) und bei *C. hungarica* (Fig. 11 *b*) nur im vorderen Rand der Spitze, wo die Kanäle nach Art eines Pinsels sich zerteilen. Die Zahl der Zweige und ihre Anordnung ist verschieden, immer aber verringern sie sich in je einem verbreiterten Stamm. Die Anordnung der verschiedenartigen Porenkanäle der Spitzen an den einzelnen Rändern kann sehr mannigfach sein; gewöhnlich findet man sie innerhalb der gut abgesonderten Porenkanal-Zone, doch können sie auch auf die äußere Kutikularschichte sich hinüberziehen, selten auf die innere (*C. subangusta*, Fig. 24 *b*), woraus sich auf das verschiedene Maß der Verschmelzung der erwähnten Randpartien schließen läßt. Bei einzelnen besteht der Muschelrand nur aus der Porenkanal-Zone (*Loxoconcha Szontaghi*, *Cytheridea Dérii*, Fig. 18 *b*, *c*, *Cythereis Dadayi*), was sich aus der völligen Verschmelzung der Kutikularschichten und der Porenkanal-Zone erklären läßt.[1]

Die hier besprochenen Struktur-Differenzierungen der Muschelränder schwanken zwischen weiten Grenzen. Die genaue Beobachtung dieser bei den petrefizierten Formen halte ich für unbedingt notwendig, mit Rücksicht auf ihre morphologische Bedeutung. Aus den ferneren Forschungen wird sich sicher auch ihre systematische Verwertbarkeit ergeben und so werden sie in zahlreichen Fällen nicht nur bei Erkenntnis der Spezies, sondern auch für das Genus den Typus abgeben.

Die feineren Strukturverhältnisse des hinterseitigen Muschelrandes

[1] Den die kalkige Schichte der Muschel durchbrechenden scheinbaren oder oberflächlichen Porenkanälen, die zur Aufnahme je einer Borste dienen, können wir bei den fossilen Ostrakoden eine besondere Wichtigkeit einstweilen nicht zuschreiben.

unterzogen die Paläontologen bisher kaum einer Beachtung. Aus meinen Untersuchungen folgend, kann ich den übrigen Rändern gegenüber auf ihre fast konstanten morphologischen Charaktere und auf ihren außerordentlich wichtigen systematischen Wert hinweisen. Am Aufbau dieses Muschelrandes nehmen hauptsächlich die Kalkschichte und die äußeren und inneren kutikularen Elemente teil. Die auf lebende Ostrakoden bezüglichen Forschungen G. W. Müllers, K. Fassbinders und anderer bieten keinen genügenden Anhaltspunkt dafür, um bei den fossilen Formen am rückseitigen Muschelrand die Rolle der Kalkschichte und der verschiedenen Kutikular-Elemente entziffern zu können. Aus diesem Grunde kann ich mich über die Gestaltungen, die an der inneren Oberfläche dieses Randes wahrzunehmen sind, und zwar auf Grund meiner Beobachtungen an den hier beschriebenen Arten des Genus *Cythereis* und *Cytheridea* jetzt nur im allgemeinen äußern.

Die zur kraftvollen Schließung der Muscheln dienenden, auf dem hinteren Rand sich zeigenden verschieden gestalteten und angeordneten Erhebungen und Vertiefungen nenne ich zusammengefaßt Schloßapparat; an demselben läßt sich eine vordere, mittlere und hintere Gegend unterscheiden. Das allgemeine Kennzeichen der vorderen Gegend ist, daß sie mit ihren Schloßbildungen zusammen entwickelter, als die hintere ist. In der mittleren Gegend zieht häufig in der einen, oder in beiden Muschelhälften ein stärker strahlenbrechender, in der einen konkaver, in der anderen konvexer Streifen: die Schloßleiste durch (Fig. 1).

Die einfachste Gestaltung konnte ich bei den *Cythereis*-Arten an jenem Schloßapparat beobachten, welcher in der vorderen und hinteren Gegend aus je einem Zahn und aus der zwischen beiden befindlichen strukturlosen Schloßleiste besteht (Fig. 4 *a*). Die Zahnanschwellung der vorderen Gegend ist kräftiger als jene der hinteren, wovon uns auch die Verbreiterung des inneren und äußeren Saumes des Muschelrandes in dieser Gegend überzeugen kann.[1] Die genaue Form der Schloßzähne ist bei den fossilen schwer zu beobachten, aus der Vergleichung mit mehreren lebenden aber ging hervor, daß dieselben einem gleichförmig abgerundeten Kegel oder einer kugligen Erhöhung (*Cythereis Kochi, C. Dadayi*, Taf. IX, Fig. 12) entsprechen und immer stark herausstehen. Die Zahnerhöhungen verschmelzen bisweilen an ihrem basalen Teile mit der Schloßleiste. Entwickeltere Strukturverhältnisse zeigt jener Schloßapparat, bei der nicht nur

[1] Die mehr-mindere Verbreiterung der vorderen Gegend des Schloßapparates fand ich als ein für sämtliche *Cythereis*arten giltiges Charakteristikum.

die rechte, sondern auch die linke Klappe Zahnerhöhungen besitzt (Fig. 4 *c, d, e*). An der rechten Muschelklappe von *C. perforata* befindet sich beispielsweise unter dem Schloßzahn der vorderen Gegend eine Vertiefung, welcher in der linken Muschelklappe ein Zahn entspricht. Die Form der Zahneindrücke hängt immer von der dazugehörigen Zahnanschwellung ab, ihr Umriß läßt sich im allgemeinen auf zwei Typen: den elliptischen und ovalen Typus, zurückführen.

Manchmal erscheinen nächst den normalen Schloßzähnen falsche, unechte oder Hilfszähne von meist kleinerer Form (*C. hungarica, C. Kochi* var. *recondita*, Fig. 4 *h, g*), die sich wahrscheinlich von den

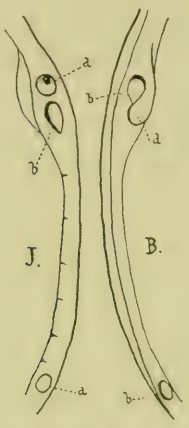


Fig. 2. *Cythereis Méhesi* n. sp. Schloßapparat.

a = Schloßzahn-Anschwellung, *b* = Schloßzahn-Eindruck. *B* = linke Klappe, *J* = rechte Klappe.

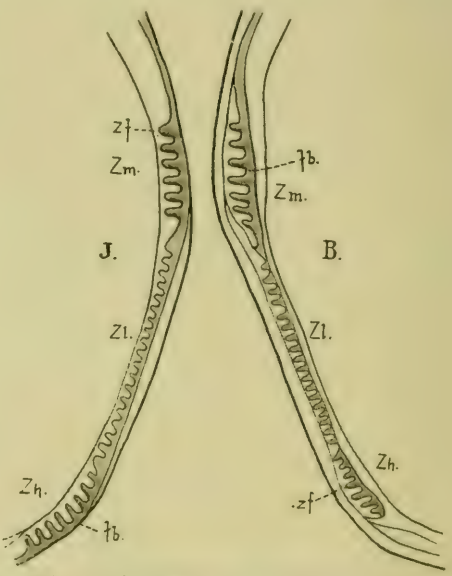


Fig. 3. *Cytheridea hungarica* n. sp. Schloßapparat.

zf = Schloßzahn, *fb* = zahnbasis. *zl* = Schloßleiste.

vorigen abgetrennt haben. Diese meine Ansicht unterstützen auch die an den Zahnerhöhungen von *C. Schréteri* (Fig. 4 *f*) sich zeigenden partiellen Einschnürungen. Für höhere Entwicklungsverhältnisse des Schloßapparates zeigen jene Fälle ein Beispiel (Fig. 4 *b, h*, Taf. IX. 12, 13), wo an der Schloßleiste schmale und dann breite, abgesonderte kanalartige Vertiefungen sich befinden. Es sind dies entweder strukturlose glatte Kanäle, oder Querfurchung, kleine zahnartige Fortsetzungen zeigende Kanäle mit Struktur. Im Kanal der Schloßleiste von *C. Kochi* (Taf. IX, Fig. 13*a*) erstrecken sich dicht neben einander, aber fortwährend größer werdend, von der vorderen Gegend ausgehende gleich-

gestaltete Zähne bis zur hinteren Gegend; mit ihrem Kamm sind sie dem inneren Saum des Muschelrandes zugekehrt, während ihre gemeinsame Basis von der den äußeren Rand der Schloßleiste darstellenden Leistenbildung dargestellt wird (Fig. 3).

Von dem Schloßapparate der *Cythereis*-Arten weicht jener der *Cytherideen* wesentlich ab; bei letzteren fehlen die für erstere so charakteristischen Zahnerhöhungen vollständig und an ihrer Stelle treten eigenartig ausgebildete Zahnreihen, selten einzelne Zähne auf. Bei den meisten *Cytherideen* finden wir eine auf die vordere und hintere Gegend lokalisierte, bei einzelnen Formen auf jede Gegend sich ausdehnende Zahnreihe in Vertiefungen von verschiedener Erstreckung und verschiedenem Umriß. Bei den *Cytherideen* konnte ich nur zwei Typen des Zahnreihen-Schloßapparates, nämlich den ununterbrochenen (totalen) und den auf einzelne Partien sich beschränkenden (partialen) Typus unterscheiden. Der häufig ununterbrochene Zahnreihen-Schloßapparat zeigt wahrscheinlich dort eine einfachere Gestaltung, wo die einzelnen Schloßzähne gleichförmige Gestalt haben und in jeder Richtung von nahezu gleichförmiger Erstreckung sind (Fig. 4 *i, j*). Die auf die vordere und hintere Partie lokalisierten Zahnreihen des Schloßapparates konnte ich nur in einigen Fällen genau beobachten, geringe Abweichungen vom Typus kommen hie und da vor, diesen aber kann ich einstweilen eine namhaftere Bedeutung nicht zumessen. Der Hauptcharakterzug dieses Schloßapparates besteht darin, daß die Zahnreihen nur in der vorderen und hinteren Partie auftreten. Die Schloßzähne sind zumeist ohne gemeinsame Basis, ihre Form stimmt aber in den allgemeinen Umrissen vollkommen überein. Die Schloßleiste läuft kürzer oder länger herab und wenn sie sich in der einen Muschelhälfte emporwölbt, bildet sie in der anderen einen konkaven Streifen. Eine gemeinsame basislose Zahnreihe ist an dem Schloßapparate von *Cyth. torosa* var. *lenta* und *C. Dérii* (Fig. 4 *n, o*) zu beobachten. Bevor ich auf gewisse Übergangsformen übergehe, die sich zwischen die Typen der besprochenen beiden Schloßapparate stellen lassen, habe ich von dem von den bisherigen etwas abweichenden Schloßapparate der *C. punctillata*, *C. punctillata* var. *sarmatica* (Fig. 4 *m*) zu sprechen. Der rückseitige Muschelrand stülpt sich bei diesen, namentlich in der mittleren Gegend, auffallend ein, wodurch der äußere Saum des Schloßapparates eine schmale, aber hervorstehende Platte bildet. Die dicht aufeinander folgenden Querfalten dieser Platte sind die Schloßzähne.

Die an dem Schloßapparate von *Cytheridea perforata*, *C. Entzi*, *C. Dérii* (Fig. 4 k, l. n) in der Struktur sich zeigenden Abweichungen sind entschieden als Übergangs-Charaktere zu betrachten. Bei *C. per-*

forata ist von der im übrigen zusammenhängenden Zahnreihe der mittleren und hinteren Gegend die in die elliptische Vertiefung der vorderen Gegend eingelagerte Zahnreihe scharf abgesondert. Diese

Fig. 4. Schloßapparat einiger *Cythereis*- und *Cytheridea*-Arten.
a = *Cythereis balatonica* n. sp., b = *Cythereis expunctata* n. sp., c = *Cythereis subangusta* n. sp., d = *Cythereis perforata* n. sp., e = *Cythereis Vadászi* n. sp., f = *Cythereis Schréteri* n. sp., g = *Cythereis Kochi* n. sp. var. *recondita* n. var., h = *Cythereis merita* n. sp., i = *Cytherida gigantea* n. sp., j = *Cytheridea Krenneri* n. sp., k = *Cytheridea perforata* Röm., l = *Cytheridea Entzi* n. sp., m = *Cytheridea punctillata* Brady var. *sarmatica* n. var., n = *Cytheridea Dérii* n. sp., o = *Cytheridea torosa* (Jones) v. *lenta* n. var., p = *Cytheridea rubra* G. W. Müll. v. *sera* n. var.

partielle Separation ist intensiver bei *C. Entzi*, wo die Zahnreihe der vorderen und hinteren Gegend in einer besonderen Vertiefung sich befindet, die letztere Gegend aber mit den Zähnen der Schloßleiste noch zusammenhängt. Bei *C. Dérii* tritt die Schloßleiste auffallend in den Hintergrund.

Für die untersuchten und hier besprochenen *Cythereis*-Arten ist der Schloßapparat mit Zahnanschwellungen, bei den *Cytherideen* jener mit Zahnreihen charakteristisch.

Die Gestalt, Zahl nnd Anordnung der Schloßzähne in den einzelnen Schloßpartien ändert sich artenweise weniger, daher auch der Schloßapparat den übrigen Muschelrändern gegenüber als konstanter zu betrachten ist. An der Gestaltung des Schloßapparates nehmen beide Muschelhälften teil, doch immer mit entgegengesetzten Bildungen. Auch diese ausgesprochene Asymmetrie deutet darauf hin, daß wir die Schloßapparate der Muschelhälften, als die ständigeren Ausgestaltungen eines einheitlichen Muschelorganismus, nicht nur auf die Art, sondern hauptsächlich auf das Genus bezüglich, bei den fossilen Ostracoden als ein wichtiges Erkennungszeichen zu betrachten haben. Auf die Frage indessen, ob innerhalb der verschiedenen Geschlechter der Schloßapparat eine entscheidende systematische Bedeutung besitzt, kann ich dermalen keine Antwort geben.[1] Einen entscheidenden Standpunkt in dieser Frage können wir nur dann einnehmen, wenn die auf die fossilen und lebenden Ostrakoden bezüglichen Beobachtungen in dieser Richtung nicht nur von morphologischem, sondern auch von biologischem Gesichtspunkte und jenem der Entwicklungslehre aus vollständiger sein werden.

*

Bei Bestimmung der Arten, sowie bei der Gruppierung dienten mir die wertvollen mündlichen Fingerzeige des Herrn Professors E. v. Daday und die großen Arbeiten G. W. Müller's[2] zur Richtschnur.

*

Die Textfiguren, sowie die auf den Tafeln dargestellten Zeichnungen entsprechen mit ihren Dimensionszahlen $^2/_2$ R.=28×, $^2/_3$ R.=60×, $^2/_4$ R. 90, $^2/_6$ R.=260×, $^3/_2$ R. 32×, $^3/_3$ R.=75×, $^3/_4$ R.=110×, $^5/_4$ R.=200× (Reichert) den bei der Untersuchung der einzelnen Arten angewendeten Vergrößerungen. Ein großer Teil der Textfiguren ist die Reduktion auf zwei Drittel der Originalzeichnungen.

[1] Ich halte es für überaus wünschenswert, das Verhältnis des Schloßapparates in erster Linie zum ganzen Schloßsystem, dann zu den Muskeleindrücken ins reine zu bringen.

[2] Die Ostracoden des Golfes von Neapel. Berlin 1894 und Ostracoda (Das Tierreich p. 31). Berlin 1912.

II. SYSTEMATISCHE BESCHREIBUNG DER ARTEN.

Fam. CYPRIDAE.

A) Subfam. PONTOCYPRINAE.

1. Gen. *Pontocypris* G. O. Sars.

1. Pontocypris declivis G. W. Müll.

(Taf. V. Fig. 1—3, Textfig. 5*a*—*c*.)

1894. *P. declivis* G. W. Müll. Die Ostrakoden d. Golfes v. Neapel p. 250, Taf. 10, Fig. 4.

Länge: 0·96 mm, Durchmesser: 0·45 mm, Höhe: 0·19 (0·38) mm.

Die ♂-Muscheln sind, von der Seite betrachtet gestreckt nierenförmig. Die beiden Ränder der Spitzen sind fast gleichförmig gebogen, der vordere Rand aber etwas breiter, als der hintere. Der rückseitige Muschelrand ist in der Mitte sanft gewölbt und geht von hier aus, nahezu gleichförmig sich absenkend, unbemerkt in die Spitzen über. Der Muschelrand der Bauchseite erscheint von außen gerade herablaufend, bildet aber von innen eine gut ausnehmbare Bucht (Taf. V, Fig. 1—2). Von oben gesehen haben die Muscheln einen gestreckt elliptischen Umriß, am breitesten sind sie in der Gegend der Mitte. Die gleichmäßig gewölbten Seitenlinien vereinigen sich in einer fast gleichförmigen Spitze. (Taf. V. Fig. 3). Ihre Wandung ist etwas dicht und durchscheinend, mit zerstreuten oberflächlichen Borstenspuren. Die Zahl der Muskeleindrücke beträgt 7, von denen fünf, in zwei Reihen sich anordnend, Schloß-, die über ihnen in schiefer Linie befindlichen beiden aber die mandibularen Muskeleindrücke sind (Textfig. 5 *a*).

Der Rand der vorderen Spitze (Fig. 5 *a*) ist viel breiter, als jener der hinteren (Fig. 5 *b*), an beiden befindet sich aber eine stark ausgebildete, einen breiten Gürtel bildende, strukturlose innere Randplatte. Eine äussere Kutikularschichte fehlt gänzlich. Der vordere Teil der Porenkanal-Zone ist breiter, als der hintere, mit gerade herablaufenden

und von einander etwas entfernt stehenden Kanälen. Der Schloßapparat erschien als ein zahnloser, überhaupt strukturloser Streifen.

Diese Art erinnert sowohl von der Seite, wie in der Oberansicht sehr an einzelne Formen des Genus *Herpetocypris* (*H. strigata* O. F.

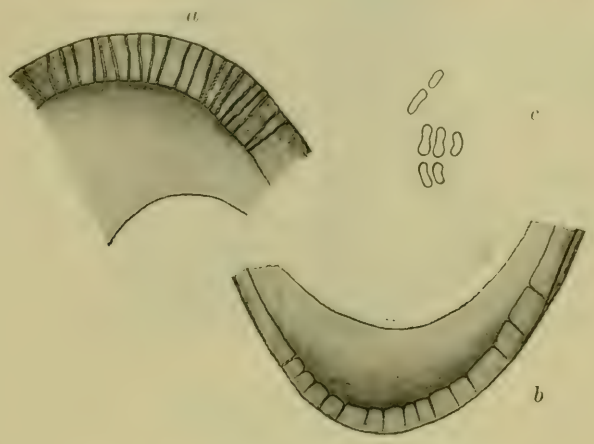


Fig. 5. *Pontocypris declivis* G. W. Müll.
a = Rand der vorderen Spitze, 2/6 R., *b* = Rand der hinteren Spitze 2/6 R., *c* = Muskeleindrücke 5/3 R.

Müll. sp., *H. reptans* Baird. sp.).[1] Im Hinblick auf die Zahl und Anordnung der Muskeleindrücke, ferner auf die feineren Strukturverhältnisse steht diese Form dem ♂ der *Pontocypris declivis* G. W. Müll.[2] am nächsten, daher ich sie auch mit dieser Art identifiziere.

Fundort: Domasnia (Komitat Krassó-Szörény), untersarmatische Schichten.

2. Pontocypris sp.

(Textfig. 6, *a—b*, Fig. 7, *c—d*.)

Länge: 0·80 mm, die übrigen Maße nicht konstatierbar.

Die rechte Klappe ist von der Seite weniger gestreckt nierenförmig.[3] Der Rand der vorderen Spitze ist stumpf abgerundet, während der Hinterrand derselben sanft zugespitzt ist. Der Muschel-

[1] J. Méhes: Daten z. Kenntn. d. plioc. Ostrakoden Ungarns. Földt. Közl. 1907. T. III. T. IV. F. 12—13.

[2] G. W. Müller: Ostrakoden d. Golfes v. Neapel. 1894. pag. 250. T. 10. F. 4.

[3] Die allgemeine Gestalt der Muscheln ist bei den sämtlichen hier beschriebenen Arten von der Bauchseite des Muschelrandes aus zu betrachten.

rand der hinteren Seite wölbt sich wahrscheinlich in der Mitte am stärksten heraus und geht gleichförmig sich absenkend, unbemerkt in

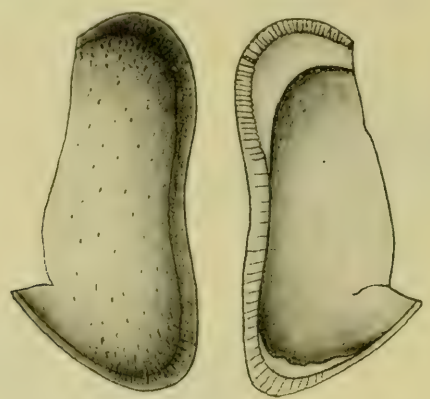


Fig. 6. *Pontocypris* sp.
a = Rechte Klappe seitlich von aussen 2/3 R. *b* = Rechte Klappe seitlich von innen 2/3 R.

die Ränder der Spitzen über. Der Muschelrand der Bauchseite zeigt in der Mitte eine starke Einbuchtung. Die Wandung der Muschel ist

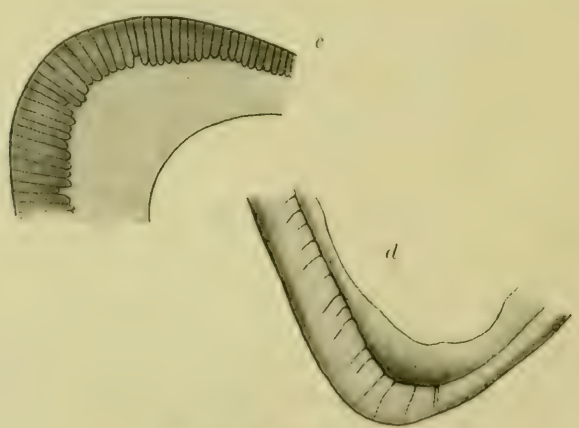


Fig. 7. *Pontocypris* sp.
c = Rand der vorderen Spitze 2/3 R. *d* = Rand der hinteren Spitze 2/3 R.

massiv, durchscheinend, nächst dem vorderen und hinteren Rand der Spitze mit dicht nach außen ragenden, anschwellenden Borstenresten (Textfig. 6, *a*—*b*).

Die Zahl und Anordnung der Muskeleindrücke stimmt im Wesen mit jener der *Pontocypris declivis* überein. Der Rand der vorderen Spitze ist viel breiter, als jener der hinteren, an beiden aber finden wir die für *Pontocypris* so charakteristische, breite innere Randplatte.

Der Rand der hinteren Spitze ist in seiner Randplatte zerbröckelt, mit kleinen Punkten dicht besät. Eine äußere Kutikularschichte fehlt. Die Porenkanäle laufen gerade herab, an ihrem distalen Teile verschmälern sie sich, gegen die innere Randplatte hin aber münden sie in ungleichförmigen Buchten Fig. 7, *c—d*).

Es erinnert diese Art an *Pontocypris declivis*, auffallender Unterschiede wegen aber kann ich sie hier mit letzterer nicht identifizieren; wahrscheinlich ist sie als ein Vertreter dieses Geschlechtes zu betrachten.

Fundort: Balotonföldvár, untersarmatische Schichten (111·52—132·13).[1]

B) Subfam. CANDONINAE.

1. Gen. *Candona* W. Baird.

1. Candona martoniensis Méhes.

(Taf. V, Fig. 4—6, Textfig. 8, *a—c*.)

1907. *C. martoniensis* Méhes. Daten z. Kenntnis d. pliocenen Ostrakoden Ungarns. Földtani Közlöny XXXVIII. Bd.

Länge: 0·52 mm, Durchmesser: 0·30 mm, Höhe: 0·16 (0·32) mm.

Der Rand der vorderen Spitze ist viel breiter, als jener der hinteren. Der rückseitige Muschelrand ist gerade herablaufend, während er aber in den vorderen Rand der Spitze in stumpfem Bogen unbemerkt übergeht, setzt er gegen den hinteren hin in steilem Abfall fort. Der Muschelrand der Bauchseite ist äußerlich gerade herablaufend, zeigt aber nach innen eine gut markierte Einbuchtung. Von oben gesehen stimmen die mir vorliegenden Exemplare in der Wandungs-Skulptur vollständig mit dem Original überein (Taf. V, Fig. 4—6). Im feineren Bau der beiden Ränder der Spitzen, namentlich aber des rückseitigen Muschelrandes zeigen sich keine wesentlichen Abweichungen (Fig. 8 *a—c*).

[1] Die dem Fundort von Balatonföldvár beigefügten Zahlen bedeuten die Daten der Tiefbohrung.

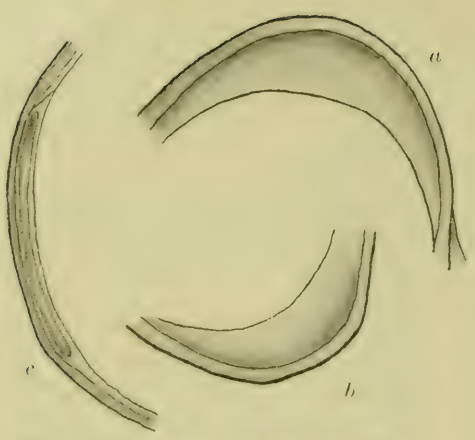


Fig. 8. *Candona martiniensis* MÉHES. *a*=Vorderer Rand der Spitze (5/4 R.), *b*=Hinterer Rand d. Spitze (5/4 R.), *c* = Schloßapparat (5/4 R.).

Am schmalen äußeren Saum der Randspitzen fehlen die Porenkanäle, sowie die äussere Kutikularschichte gänzlich. Die ziemlich breiten inneren Randplatten erwiesen sich als strukturlos. In der Schloßleiste des rückseitigen Muschelrandes zieht eine lange kanalartige Vertiefung dahin, in der bisweilen je eine Querfurche sichtbar ist.

Diese Art erinnert zum Teil an *Candona compressa*[1], die allgemeinen Verhältnisse des Aufbaues der Muschel in Betracht gezogen aber kann ich sie mit *C. martoniensis* MÉHES identifizieren.

Fundort: Balatontöldvár, untersarmatische Schichten (111·52—132·13 m der Bohrung).

Fam. CYTHERIDAE.

1. Gen. *Loxoconcha* G. O. SARS.

1. Loxoconcha Szontaghi n. sp.

(Taf. V, Fig. 7—8, Textfig. 9 *a—b*.)

Länge: 0·78 mm, Durchmesser: 0·46 mm. Höhe 0·18 (0·36) mm.

Von der Seite betrachtet gleichen die Muscheln einem unregelmäßig abgerundeten Rhomboid. Der vordere Muschelrand ist gegen den Bauchteil hin etwas schief herabgebogen, während der rückseitige Teil in stumpfem Bogen in die Spitze übergeht. Der hintere Rand der Spitze spitzt sich in seiner Mitte sanft zu und verschmilzt in nahezu gleichförmigen Abfällen mit dem gerade herablaufenden Muschelrande der Rücken-, beziehungsweise Bauchseite. Von oben gesehen zeigen die Muscheln eine gestreckt ovale Form, welche im hinteren Drittel am breitesten ist; die vordere Spitze ist stark zugespitzt, die hintere hingegen stumpf abgebogen (Taf. V, Fig. 7—8).

[1] G. S. BRADY: A Monogr. of the recent brit. Ostr. 1868. Tr. Lin. Soc. XXVI, Taf. 26, Fig. 22.

Die Wandung der Muscheln ist dick, schwach durchscheinend und netzförmig verziert. Die das Netzwerk der Seitenoberfläche bildenden, in der Längsrichtung verlaufenden, schmalen, herausstehenden sieben Rippen, mit ihren zahlreichen verquerenden und dann schief gestellten Seitenrippen zusammen, umgibt eine mit den Muschelrändern parallel herablaufende Grenzrippe. Die zwischen den Rippen eingesenkten Feldchen sind polygonal ohne Spuren von Borsten. Die Zahl der Schloßmuskel-Eindrücke beträgt 4, über ihnen war nur ein mandibularer ausnehmbar.

Bezeichnend für diese Art ist die starke Verbreiterung der Ränder der Spitzen, welche, des vollständigen Mangels der äußeren und inneren Kutikularschichte zufolge, nur die Porenkanal-Zone bedeckt (Fig. 9 *a*). Die strahlenförmig angeordneten Porenkanäle sind gerade und von gleicher Breite. Der Schloßapparat verweist auf den ersten Blick auf das Genus *Cythereis*, wenn wir ihn aber eingehend untersuchen, finden wir wesentliche Abweichungen. Den großen Zahneindruck der verbreiterten vorderen Partie säumt von oben ein Damm ein, der sich dem nächst dem äußeren Rand hervorstehenden spindelförmigen Fortsatz anschließt. Unterhalb des grossen Zahneindruckes, zwischen dessen unterem Rand und dem verschmälerten Teile des Spindelfortsatzes, sieht man eine kleinere Vertiefung. Die unmittelbar am inneren Saum des Muschelrandes hinziehende Schloßleiste hebt sich scharf hervor; ihr vorderes Ende ist breiter als das rückwärtige, unter welch' letzterem wir den einzigen, gleichfalls großen Zahneindruck in der rückwärtigen Partie des Schloßapparates antreffen (Fig. 9 *b*).

a *b*

Fig 9. *Loxoconcha Szontaghi* n. sp.
a = Vorderrand der Spitze $^2/_6$ R. *b* = Schloßapparat der linken Muschel $^3/_3$ R.

Diese Art erinnert in der Seiten- und oberen Ansicht an *Cytherella angusta* Lkls.[1] Näher steht sie der *Loxoconcha tamarindus*

[1] E. Lienenklaus: Monogr. d. Ostr. d. nw.-deuts. Tertiärs. Berlin 1894. Z. G. G. Taf. XVIII. Fig. 10 *a—b*.

JONES[1] und *Loxoconcha sphenoides* LKLS.[2], in Hinsicht auf die äußere Verzierung und die in den feineren Strukturverhältnissen sich zeigenden wesentlichen Abweichungen aber kann ich sie mit diesen nicht identifizieren, sondern betrachte sie als neue Art des Genus *Loxoconcha*.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

2. Loxoconcha sp.

(Taf. IX. Fig. 1—3, Textfig. 10.)

Länge: 0·55 mm, Durchmesser: 0·34 mm, Höhe: 0·16 (0·32) mm.

Die linke Klappe gleicht von der Seite einem unregelmäßig abgerundeten Rhomboid. Der rückseitige Muschelrand ist gerade herablaufend und während er mit dem Rand der vorderen Spitze in Form eines stumpfen Hügels erscheint, bildet er mit dem Rand der hinteren Spitze einen steilen Abfall. Der Rand der hinteren Spitze spitzt sich in der Mitte auffallend zu und geht in den Muschelrand der Bauchseite in stumpfem Bogen unmerklich über (Taf. IX, Fig. 1—2). Von oben betrachtet ist die Muschel von welligem Umriß, nach vorn hin mit stumpferer Spitze (Taf. IX, Fig. 3); ihre Wandung ist dick und kaum durchscheinend. Die äußere Verzierung der Muschel ist sehr kompliziert, ihres abgeriebenen Zustandes wegen aber nicht genau su beobachten. Die beiden Kreise der an den Muschelrändern, sowie an ihren inneren Grenzen zusammenhängenden breiten Rippen verbinden Seitenrippen, die in verschiedenen Richtungen verlaufen. In den umschlossenen, unregelmäßig gestalteten Vertiefungen nimmt man ein Rippennetz zweiten Ranges wahr. (Taf. IX. Fig. 1.). Muskeleindrüke lassen sich nicht beobachten.

Fig. 10. *Loxoconcha* sp. Schloßapparat der linken Klappe 3/4 R.

Die Ränder der Spitzen sind stark beschädigt, aus welchem Grunde ihre feinere Struktur unbekannt ist. Der Schloßapparat (Textfig. 10) gleicht dem Bau der *Loxoconcha mediterranea* G. W. MÜLL.[3] auffallend und stimmt im wesentlichen auch mit jenen der *Loxo-*

[1] G. S. BRADY: A Monog. of the recent brit. Ostr. 1868. Taf. 25, Fig. 45—46.

[2] E. LIENENKLAUS: Die Ostr. d. Mainzer Tertiärbeckens Bericht d. Senkenb. nat. Ges. Frankfurt a. Main. 1905. Taf. IV, Fig. 27.

[3] G. W. MÜLLER: Ostr. d. Golfes v. Neapel. 1894. p. 347. Taf. 26, Fig 35.

concha Szontaghi überein. Oberhalb des schmalen Zahneindruckes der Vorderseite erhebt sich ein eigentümlicher Zahnfortsatz; an der hinteren Seite befindet sich ebenfalls ein Zahneindruck.

Die Schloßleiste zieht am inneren Saum des Muschelrandes hin, nächst dem vorderen und hinteren Ende derselben sieht man kleine Querfurchen, die bei *Lox. Szontaghi* ganz fehlen.

Aus der gegebenen Charakteristik läßt sich der Typus des Genus unzweifelhaft feststellen, der erwähnten Mängel wegen aber und da mir nur eine einzige Muschelhälfte zur Verfügung stand, kann ich den Speziescharakter nicht als endgiltig aufgeklärt betrachten.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

2. Gen. *Cythere* O. F. Müller.

1. Cythere cancellata Lkls.

(Taf. V, Fig. 9—11.)

1894. *C. cancellata* Lkls. Monogr. d. Ostr. d. nordwestdeutschen Tertiärs. Z. G. G. Berlin. Taf. XIV. Fig. 5, pag. 204.

Länge: 0·78 mm, Durchmesser: 0·43 mm, Höhe: 0·21 (0·42) mm.

Die Form und Oberflächenverzierung stimmt mit geringen Abweichungen mit dem Original E. Lienenklaus' überein (Taf. V, Fig. 9—11).

An den Rändern der Spitzen verschmilzt die äußere Kutikularschichte fast ganz mit der Porenkanal-Zone, während die innere fehlt. Die strahlenförmig angeordneten, sehr breiten Porenkanäle laufen gerade herab und sind gegen den Ventralteil hin viel dichter verteilt, an den Hinterrand-Spitzen sind sie weniger dicht, aber auch hier ziemlich breit.

Der Schloßapparat ist beschädigt und nicht genau zu beobachten, doch deutet eine größere Zahnanschwellung am Vorderteile und unter dieser eine ovale Vertiefung (Taf. V, Fig. 10) im Wesen mehr auf den Schloßapparat mit Zahnanschwellungen des Genus Cythereis.[1]

Die untersuchte, hier besprochene Art gleicht auffallend, namentlich in der Oberflächen-Verzierung, der *Cythere Wyville-Thomsoni* G. S. Brady.[2] In Betracht gezogen aber das Herablaufen und den Bau der Muschelränder, sowie das fast vollständige Übereinstimmen der

[1] Ähnliche Strukturverhältnisse zeigt *Cythereis rubra* G. W. Müller (Ostr. d. Golfes v. Neapel, 1894. p. 372, Taf. 28, Fig. 21, 26).

[2] G. S. Brady: Ostracoda. The Voyage of H. M. S. «Challenger». 1880. London, Pl. XX. f. 4 *e—f*.

Muscheln in der Obenansicht mit *Cythere cancellata* Lkls., halte ich es für begründet, die vorliegende Muschel einstweilen mit letzterer Art zu vereinigen. Ich halte es aber für wahrscheinlich, daß *Cythere cancellata* Lkls. und die von mir untersuchte Form mit *Cythereis Wyville-Thomsoni* (G. Brady [1]) zu vereinigen sein wird.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

2. Cythere elegantissima Lkls.

(Taf. IX, Fig. 4—5.)

1894. *C. elegantissima* Lkls. Monogr. d. Ostr. d. nw.-deutsch. Tert. Taf. XIV. Fig. 4 *a—c*.

Dieses Muschelbruchstück ähnelt in der Gestalt und der Oberflächen-Verzierung schwach der *Cypridina interrupta* Bosquet,[2] die Gestaltung des Vorderrandes der Spitze aber erinnert an *Cythereis rubra* G. W. Müll.[3]; in Betracht gezogen indessen das Herablaufen der Muschelränder, sowie das die Oberflächen-Verzierung bildende Netz und die beiden flügelartigen Gebilde, steht die vorliegende Form der *Cythere elegantissima* Lkls. am nächsten, aus welchem Grunde ich sie einstweilen mit dieser identifiziere.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

3. Gen. *Cytheridea* Bosquet.

1. Cytheridea hungarica n. sp.

(Taf. V. Fig. 12—14, Textfig. 11 *a—c*, und 3.)

Länge: 0·69 mm, Durchmesser: 0·38 mm, Höhe: 0·34 mm.

Von der Seite betrachtet sind die Muscheln zum Teil gestreckt nierenförmig. Der Vorderrand der Spitze ist bedeutend höher als der hintere, gleichmäßig abgerundet und während er in den Rand der Bauchseite unmerklich übergeht, bildet er mit der Rückseite einen sanften Hügel; am Rande befinden sich 6—8, gut hervortretende Zähnchen. Der Muschelrand der hinteren Seite ist gerade herablaufend.

[1] G. W. Müller zählt diese Art neuestens (Ostr. «Das Tierreich», Berlin 1912 p. 350) dem Genus *Cythereis* zu.

[2] J. Bosquet: Descript. des Entom. fossiles de la Craie de Maestricht. Mém. Soc. roy. Sc. de Liège. IV. 1847. Pl. II, f. 12.

[3] G. W. Müller: Ostr. d. Golf. v. Neapel, 1894. T. 28, Fig. 21.

Der Muschelrand der Bauchseite buchtet sich ein. Die Spitze des Hinterrandes, die sich nach vorne hin auffallend zuspitzt, ist stumpf abgerundet und bildet gegen den Muschelrand der Rückseite hin einen Abfall (Taf. V, Fig. 12—13). Von oben gesehen zeigen die Muscheln einen nahezu elliptischen Umriß, der in der Mitte am breitesten ist und dessen beide Spitzen gerade abgestumpft sind (Taf. V, Fig. 14). Die Wandung der Muscheln ist dick und durchscheinend, an der Oberfläche bestreut mit feineren Borstenresten, die sich in der Nähe der inneren Grenze der Randspitzen viel dichter herausheben, an ihrem Ende mit je einer Anschwellung; diese unterscheiden sich von den übrigen wesentlich (siehe die Bemerkung auf Seite 90 des allgemeinen Teiles. Die Zahl der Muskeleindrücke beträgt 6 (Textfig. 11 *a*).

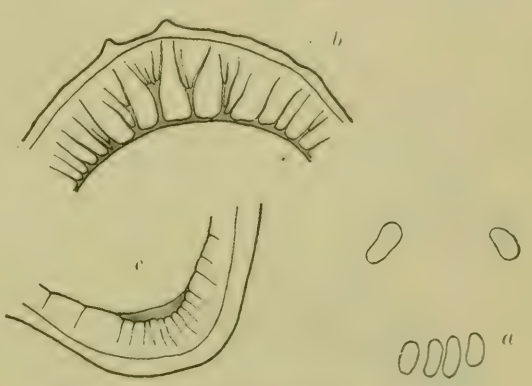


Fig. 11. *Cytheridea hungarica* n. sp.
a = Muskeleindrücke der linken Klappe $^2/_3$ R.
b = Rand der vorderen Spitze der linken Klappe. $^5/_4$ R. *c* = Rand der hinteren Spitze der linken Klappe $^5/_4$ R.

Die äußere Kutikularschichte der vorderen und hinteren Spitze des Randes stülpt sich, mit der Kalkschichte verschmelzend, stark ein und ist von der Porenkanal-Zone scharf umgrenzt, innere Kutikularschichte ist nicht vorhanden. Ein großer Teil der Porenkanäle ist gerade herablaufend, an ihrem distalen Teile verschmälern sie sich, am basalen Teil verbreitern sie sich gewöhnlich und an der vorderen Spitze münden sie in eine schmale, an der hinteren Spitze breitere gemeinsame Bucht. Charakteristisch für diese Art ist die an sämtlichen Exemplaren gut wahrnehmbare, pinselartige Verästelung, die nur bei den beiläufig in der Mitte des Vorderrandes der Spitze auftretenden 5—6 Porenkanälen sich offenbart (Fig. 11 *b—c*). Der Schloßapparat mit der Zahnreihe (Textfig. 3) ist nicht unterbrochen. In den elliptischen Vertiefungen der vorderen und hinteren Partie der Randspitzen befinden sich in der linken Klappe je 7 größere kegelförmige Schloßzähne, während an der Schloßleiste 18 kleinere Zähnchen sichtbar sind. An der rechten Klappe befinden sich je 6 größere Schloßzähne, an der Schloßleiste 19 Zähnchen.

Die hier beschriebene Art gleicht, von der Seite betrachtet, zum

Teil der *Cytheridea Sorbyana* Jon.[1], in der Verzierung und Daraufsicht aber weichen die beiden Arten wesentlich von einander ab. Näher steht unsere Art den von J. Bosquet[2] und O. Speyer[3] beschriebenen Formen der *Cytheridea Mülleri* Münst., mit diesen aber kann ich sie in Hinsicht auf ihre Oberflächen-Verzierung, die Daraufsicht, namentlich aber die feineren Strukturverhältnisse der Randspitzen und des Schloßapparates in Betracht gezogen, nicht identifizieren, sondern betrachte sie als einen neuen Repräsentanten dieses Genus.

Fundort: Plugova, untersarmatisch; Balatonföldvár: untersarmatisch (170·53—173·36 m) und mediterran (187·83—189·02 m der Bohrung).

2. Cytheridea Entzi n. sp.

(Taf. VI. Fig. 1—3, Textfig. 4 *l*, Texfig. 12 *a—b*.)

Länge: 0·56 mm, Durchmesser 0·42 mm, Höhe: 0·14 (0·28) mm.

Der Rand der vorderen Spitze ist breiter als jener der hinteren, gleichmäßig abgerundet und geht unmerklich in den Muschelrand der Bauchseite, beziehungsweise der Rückenseite über. Der Rand der Bauchseite ist von außen gerade herablaufend, nach innen zu bildet er eine gut wahrnehmbare sanftere Bucht. Der rückseitige Muschelrand bildet mit dem hinteren Rand der Spitze in sehr stumpfem Bogen einen kaum wahnehmbaren Winkel, am abgerundeten Ende des Hinterrandes der Spitze erscheinen 4—5 nach vorn gerichtete Zähnchen (Taf. VI. Fig. 1—2). Von oben gesehen sind die Muscheln von gestreckt elliptischem Umriß, mit an ihrer Wandung zerstreuten oberflächlichen Borstenresten, welche an ihrem Basalteile von einem helleren Hof umgeben sind (Taf. VI, Fig. 1). Oberhalb der vier in einer Reihe erscheinenden Schloß-Muskeleindrücke sieht man nahe bei einander zwei mandibulare Muskeleindrücke.

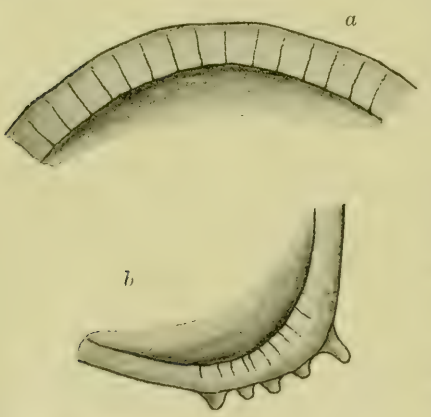


Fig. 12. *Cytheridea Entzi* n. sp. *a*=Vorderrand der Spitze 2/6 R. *b*=Hinterrand der Spitze 2/6 R.

[1] G. S. Brady: Monogr. of the rec. brit. Ostr. 1869. Pl. XXXIX. Fig. 1, 2, 5.

[2] J. Bosquet: Descript. Entom. fossil. Tert. France et Belgique. Bruxelles. 1852. Pl. II, Fig. 4 *a—c*.

[3] O. Speyer: Die fossilen Ostr. d. Casseler Tert.-Bild. 1863. Taf. 1, Fig. 8*a—c*.

An auffallend schmalen Randspitzen verschmilzt die äußere Kutikularschichte mit der Kalkschichte und stülpt sich etwas ein. Die Porenkanal-Zone ist am Vorderrand der Spitze breiter, als am hinteren Rande, mit entfernt von einander stehenden, gerade herablaufenden, an ihrem distalen Teile sich verschmälernden Porenkanälen (Textfig. 12 *a—b*).

Der Schloßapparat mit Zahnreihe zeigt entschieden einen Übergangscharakter, insofern die in den elliptischen Vertiefungen der vorderen Partie befindlichen 9—11 Schloßzähne ohne gemeinsame Basis von den 9—11 Schloßzähnen der hinteren Partie ganz isoliert sind; letztere besitzen eine gemeinsame Basis und in ihrer Nähe ist auch die Schloßleiste gezähnt (Textfig. 4 *l*).

Diese Art erinnert von der Seite und zum Teil durch die Oberflächen-Verzierung an *Pseudocythere sequenziana* Nev.[1] und an *Cytherina seminulum* Reuss.[2] Der *Cytheridea Sorbyana* Jones[3] steht sie schon nahe, der äußerlichen Verzierung nach und in der Daraufsicht aber weichen diese beiden Arten wesentlich von einander ab. In Hinsicht auf die feineren Strukturverhältnisse der Randspitzen und des Schloßapparates, wodurch diese Art auch von den übrigen hier beschriebenen Cytherideen sich gut unterscheiden läßt, kann sie nur als neue Art dieses Genus betrachtet werden.

Fundort: Balatonföldvár, untersarmatisch (170·53—171·85 m der Bohrung).

3. Cytheridea Krenneri n. sp.

(Taf. VI. Fig. 6—8, Textfig. 13 *a—c*.)

Länge: 0·72 mm, Durchmesser: 0·43 mm, Höhe: 0·19 (0·38) mm.

Der Vorderrand der Spitze ist viel breiter als der Hinterrand, sein gleichmäßig abgerundeter Bogen geht in sanftem Abfall in den Muschelrand der Rückseite über.

Der Muschelrand der Bauchseite buchtet sich von außen in stumpfem Bogen in seinem hinteren Drittel etwas ein, während er von innen auffallend sich einstülpt. Der rückseitige Muschelrand geht unmerklich in den stumpf abgerundeten Hinterrand der Spitze über. Der Vorderrand der Spitze ist höher als der Hinterrand und beide sind ungezähnt. (Taf. VI, Fig. 6—7). Von oben betrachtet gleichen die

[1] A. Neviani: Ostracodi delle Sabbie Postpliocenichi di Carrubare (Calabria). Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1906. p. 211. Fig. 16.

[2] A. E. Reuss: Die fossil. Entom. d. östr. Tertiärbeckens. Haid. Nat. Abh. Wien. 1850. T. IX, Fig. 7.

[3] G. S. Brady: Monogr. rec. brit. Ent. 1868. T. 29, Fig. 1—3.

Muscheln zum Teil der *Cytheridea hungarica*, ihre Seitenlinie vertieft sich nächst der rückwärtigen stumpferen Spitze auffallend. (Taf. VI, Fig. 8). Die Wandung der Muscheln ist etwas dick und durchscheinend, mit dicht angeordneten runden Vertiefungen verziert. Nahe der Randspitzen sieht man auch einige Borstenreste (Taf. VI, Fig. 6). Die Anzahl der Schloß-Muskeleindrücke beträgt vier, sie sind elliptisch und ordnen sich in der Mitte der Muscheln in einer Reihe an, über ihnen bemerkt man zwei mandibulare Muskeleindrücke, die von abweichendem Umriß sind (Textfig. 13 *a*).

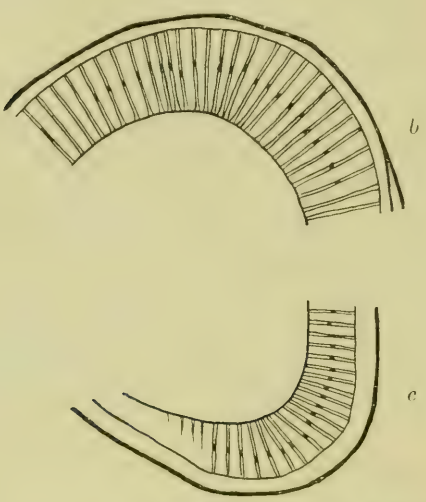


Fig. 13. *Cytheridea Krenneri* n. sp.
a = Muskeleindrücke $^2/_6$ R. *b* = Vorderrand der Spitze $^5/_4$ R. *c* = Hinterrand der Spitze $^5/_4$ R.

Die Randspitzen stimmen, die feineren Strukturverhältnisse betrachtet, vollständig überein. Die äußere Kutikularschichte ist an der vorderen Randspitze etwas schmäler, als an der hinteren, an beiden aber stark eingestülpt und sondert sich von der Porenkanal-Zone scharf ab. Eine innere Kutikularschichte fehlt vollständig. Die strahlenförmig angeordneten, gerade herablaufen Porenkanäle sind in all ihren Teilen gleichförmig ausgedehnt, in ihrer Mitte mit eigentümlichen, punktartigen Vertiefungen (Textfig. 13 *b—c*). Die Zahnreihen des Schloßapparates sind ununterbrochen (Textfig. 4 *j*), sowohl die je neun größeren Schloßzähne des vorderen und hinteren Randes, als auch die kleineren 19 Zähne der Schloßleiste haben eine gemeinsame Basis.

Diese Art erinnert von der Seite einigermaßen an *Cytherina*

intermedia Reuss,[1] weicht aber in der Daraufsicht von dieser wesentlich ab. Nahe steht sie der hier beschriebenen *Cytheridea hungarica* (Taf. V, Fig. 12—14), von der sie sich aber durch die Oberflächen-Verzierung und den feineren Bau der Randspitzen, sowie des Schloßapparates auffallend unterscheidet, daher ich auch diese Art als einen neuen Repräsentanten dieses Genus betrachte.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

4. Cytheridea perforata Römer.

(Taf. V, Fig. 15—16. Textfiz. 14 *a—b*.)

1838. *Cytherina perforata* Röm. — N. Jahrb. f. Min. p. 516, t. 6, f. 11.
1849. *Cytheridea hilseana* Jones. — Cret. Entom. p. 10, t. 1, f. 1.
1852. (?) *Bairdia perforata* Bosq. — D. Ent. France et Belg. p. 24, t. 1, f. 8.
1852. *Cytheridea Jonesiana* Bosq. — ibid. p. 36.
1855. — *perforata* Jones. — England p. 44, t. 4, f. 14.
1855. — *punctatella* Born. — Ent. v. Hermsdorf, p. 360, t. 21, f. 2.
1857. — *perforata* Jones. — M. Tert. Ent. p. 44—45, pl. IV, f. 14. *a—c*.
1870. — — Jones. — J. a. S. Geol. Mag. p. 74 *a*, 157.
1887. — — Jones. — J. a. S. Tert. Ent. Engl. Pal. soc. p. 39, pl. 1, f. 14.
1894. *Cytheridea perforata* Lienenklaus. — Mon. nw. d. Tert. Jahr. N. V. Osnabrück. p. 225, t. 15, f. 5.
1900. — — Lienenklaus. — Tert. Ostr. Nordd. Zeitschr. g. Ges. p. 526.

Länge: 0·67 mm, Durchmesser: 0·39 mm, Höhe: 0·18 (0·36) mm.

Die Muscheln sind von der Seite betrachtet, etwas hoch nierenförmig, vorne aber etwas breiter, als hinten. Der auffallende Hügel des rückseitigen Muschelrandes fällt nahezu auf die Mitte. Der Muschelrand der Bauchseite stülpt sich in seiner Mitte stark ein (Taf. V, Fig. 15, Textfig. 14 *a*). Von oben betrachtet sind die Muscheln elliptisch, mit gleichmäßigen, in der Mitte sich emporwölbenden Umriß. Ihre Wandung ist dick, schwach durchscheinend und mit den Muschelrändern übereinstimmend herablaufend, mit Reihen meist kreisförmiger Vertiefungen verziert (T. V, Fig. 15). Die Anzahl der Muskeleindrücke beträgt sechs (Texfig. 14 *b*).

Die feinere Struktur der Randspitzen war ihrer mangelhaften Erhaltung wegen nicht zu beobachten. Der Schloßapparat (Textfig. 4 *k*) stimmt mit jenem von *Cytheridea Entzi* im Wesen überein; er ist

[1] A. E. Reuss: Die fossilen Entom. d. östr. Tertiärs. Wien 1850. Haiding. naturw. Abh. T. XI, Fig. 12, 2.

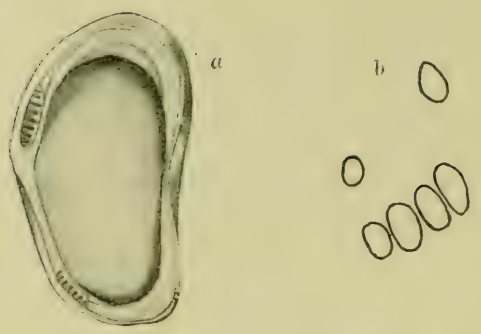


Fig. 14. *Cytheridea perforata* RÖM. *a* = Linke Klappe von der Seite, innerlich 2/3 R. *b* = Mitteleindrücke 2/6 R.

gleichfalls als Übergangstypus zu betrachten, insofern die Schloßleiste und die eine gemeinsame Basis besitzenden Zahnreihen der hinteren Gegend vollständig zusammenhängen, die 7—8 Zähne der vorderen Gegend aber sind ganz abgesondert.

Die Gestalt und Oberflächenverzierung der Muscheln steht, von der Seite betrachtet, der *Cytheridea perforata* RÖM.[1] sehr nahe und abgesehen von geringeren Abweichungen, vereinige ich die vorliegende Form vor der Hand mit dieser.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

5. Cytheridea dacica HÉJ. em. ZAL.

(Textfig. 15*a—d*.)

1894. *C. dacica* HÉJJAS. Palaeont. tanulm. I. Fossil ostr. p. 25—26, Taf. II. Fig. 10 *a—c*.
1894. *C. longissima* HÉJJAS. Palaeont. tanulm. I. Fossil ostr. p. 26. Taf. II. Fig. 11 *a—c*.

Länge: 0·75 mm, Durchmesser: 0·43 mm, Höhe: 0·35 mm.

Die vordere Randspitze ist viel breiter als die hintere, gleichmäßig abgerundet und geht unmerklich in den Muschelrand der Rückseite über. Der Muschelrand der Bauchseite ist von außen nahezu gleichmäßig herablaufend, innerlich aber buchtet er sich in der Mitte auffallend ein. Der stumpfe Bogen des rückseitigen Muschelrandes bildet in der Mitte einen sanften Hügel und geht schwach abfallend in die rückwärtige Randspitze über, deren gegen die Bauchseite hin sich zuspitzender Teil abgerundet ist (Fig. 15 *a—b*). Von oben betrachtet bilden die Muscheln eine etwas gestreckte Ellipse mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren hintere Spitze etwas stumpfer als die vordere ist.

Die Wandung der Muscheln ist massiv, durchscheinend, mit an der Oberfläche verstreuten runden Vertiefungen oder Anschwellungen verziert, der äußere Saum der vorderen Randspitze ist dicht mit kleineren, jener der hinteren Spitze mit wenigeren und größeren Zähnchen

[1] E. LIENENKLAUS: Monogr. d. Ostrak. d. nw. deutsch. Tertiärs. p. 225, Taf. XV. Fig. 5*a—d*.

versehen. Hie und da sieht man auch Borstenreste an der Oberfläche. Die Zahl der Muskeleindrücke beträgt sechs, von denen die vier Schloß-Muskeleindrücke in einer Reihe, über ihnen die zwei mandibularen Eindrücke entfernt von einander gelegen sind (Fig. 15 *c—d*).

An der vorderen Randspitze fehlen die äußeren und inneren Kutikularschichten. Die Porenkanäle sind dicht aneinander gereiht und

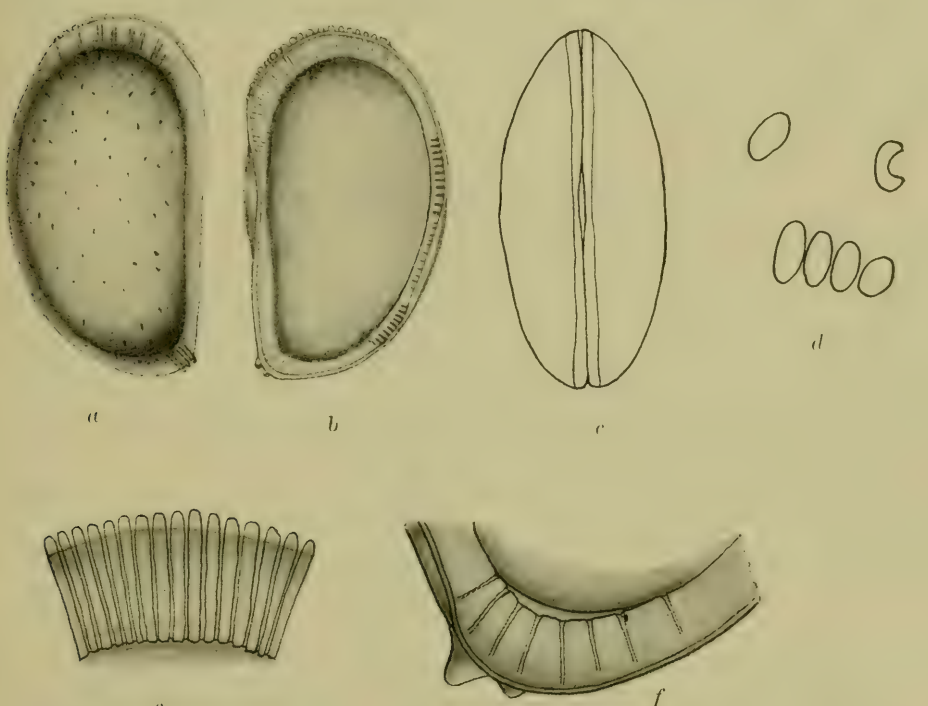


Fig. 15. *Cythereis dacica* Héj.
a=Rechte Klappe, von außen ²/₃ R., *b*=Rechte Klappe seitlich, von innen ²/₃ R., *c* = Obere Ansicht der Muscheln ²/₃ R., *d* = Muskeleindrücke ²/₆ R., *e* = Vordere Randspitze ²/₆ R., *f* = Hintere Randspitze ²/₆ R.

herablaufend. An der hinteren Randspitze bildet die äußere Kutikularschichte einen schmalen Streifen, die innere Schichte in der Mitte der Spitze eine kleine Bucht. Die Porenkanäle sind auch hier gerade herablaufend, doch in viel geringerer Anzahl vorhanden. Die Zahnreihen des Schloßapparates, die aus 8—10 Zähnen des vorderen und hinteren Randes bestehen, erinnern auffallend an die Struktur der *Cytheridea punctillata* G. S. Brady *var. sarmatica* (Textfig. 4, m).

Die hier neuerdings beschriebene Art gleicht zum Teil der *Cythe-*

ridea Mülleri MÜNST.[1] und steht der *Cytheridea papillosa* BOSQ.[2] nahe, läßt sich aber mit diesen beiden nicht identifizieren.

Beschreibung und Zeichnungen der *Cytheridea dacica* HÉJ.[3] sind zwar mangelhaft, im Hinblick aber auf die betreffs Form, Verzierung, sowie auf die in den feineren Strukturverhältnissen des Schloßapparates sich zeigende völlige Übereinstimmung, die sich auch bei *Cytheridea longissima* HÉJ.[4] feststellen läßt, fand ich es begründet, die beiden letzteren Arten zusammenzuziehen und auf Grund der von mir untersuchten Exemplare eingehender zu beschreiben.

Fundort: Jablanica, untersarmatisch; Balatonföldvár, untersarmatisch (170·53—172·36) und mediterran (187·83—189·02 m der Bohrung).

6. Cytheridea papillosa BOSQ.

1850. *Cytheridea papillosa* BOSQUET. — Mém. Ac. Roy. Belgique. t. XXIV, p. 42, T. II, f. 5 *a—d.*
1863. — — O. SPEYER. — Casseler Tert. Bild. p. 50, t. I, f. 9 a—b.
1865. *Cyprideis angustata* G. O. SARS. — M. Sars, Foss. Dyrelev. Quart. p. 49.
1865. *Cythere debilis* (G. BRADY in MS.) — A. M. Norman in: Tr. nat. Hist. Soc. Northumb., v. 1, p. 65, t. 5, f. 5—8.
1866. *Cyprideis Bairdii* G. O. SARS. — Forh. Selsk. Christian. 1865. p. 52.
1866. *Cytheridea papillosa* G. S. BRADY. — Tr. Zool. Soc. London, v. 5, p. 370, t. 58, f. 8.
1868. — — G. S. BRADY. — Tr. Linn. Soc. London, v. 26, p. 423, t. 28, f. 1—6; t. 40, f. 1.
1879. — — G. S. BRADY. — Mod. Ostr. Antwerp. Crag. Tr. Zool. Soc. London, v. 10, p. 379. 409, t. 62, 69 f. 1.
1894. — — ? E. LIENENKLAUS. — Zeitschr. d. geol. G. p. 224.

Länge: 0·85 mm, Durchmesser: 0·44 mm, Höhe: 0·20 (0·40) mm.

Die Muscheln stimmen von der Seite, sowie in der Oberflächen-Verzierung mit der von O. SPEYER[5] beschriebenen Form der *Cytheridea papillosa* BOSQ. vollkommen überein. Die vordere Randspitze ist etwas höher als die hintere, die äußere Kutikularschichte verschmilzt mit der Porenkanal-Zone, während die innere ganz fehlt. Die gerade herablau-

[1] G. B. CAPELLI: Contribuzione allo studio degli Ostr. etc. . . Farnesina pr. Roma. Boll. soc. geol. Ital. Roma. 1905. T. X, f. 35.

[2] J. BOSQUET: Descript. Entom . . . tert. France et Belg. 1850. p. 42, Pl. II. f. 5 *a—d.*

[3] HÉJJAS J.: Fossil ostracodák. Palaeont. tanulm. Kolozsvár, 1894. I. r. p. 25, T. II. a. 10 *a—c.*

[4] HÉJJAS J.: a. a. O. p. 26, II. T. 11. Fig. *a—c.*

[5] O. SPEYER: Die fossilien Ostr. a. d. Kasseler Tert. Bildungen. 1863. T. 1, Fig. 9.

fenden Porenkanäle verschmälern sich an ihrem distalen Teile, einzelne verzweigen sich gabelförmig, sämtliche aber münden in den den inneren Saum der Randspitze bildenden schmalen Kanal. Die ebenso herablaufenden Porenkanäle der hinteren Randspitze verzweigen sich nicht und endigen an der inneren Grenze der breiten äußeren Kutikularschichte. Mit geringer Abweichung stimmen die Randspitzen im Bau mit *Cytheridea hungarica* überein. Die nächst dem Schloßapparat zusammenhängende Schloßzahnreihe steht jener der *Cytheridea gigantea* (Textfig. 4) sehr nahe.

Fundort: Jablanica, untersarmatisch; Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

7. Cytheridea punctillata G. S. Brady.

(Taf. VI, Fig. 4—5.)

1865. *Cytheridea punctillata* G. S. Brady. — Ann. nat. Hist. ser. 3, v. 16, p. 189. Taf. 9. Fig. 9—11.
1866. *Cytherideis proxima* G. O. Sars. — Forh, Selsk. Christian. 1865. p. 54.
1868. *Cytheridea punctillata* G. S. Brady. — Tr. Linn. Soc. London. V. 26. p. 424. Taf. 26. Fig. 36—38. Taf. 28. Fig, 17—20.
1874. « « G. S. Brady, H. W. Crosskey et D. Robertson. — Pal. Soc. London, p. 177. Pl. VI. Fig. 1—11.
1889. « « R. Jones et D. Sherborn. — Pal. Soc. London, p. 39. Pl. 1. Fig. 2.
1901. « « J. G. Egger. — Abh. d. bayr. Akad. v. 21, p. 448. T. 3. Fig. 15—17, 23—26.
1906. « « A. Neviani. — Bol. soc. geol. It. p. 201.

Länge: 0·61 mm, Durchmesser: 0·38 mm, Höhe: 0·17 (0·34) mm.

Die Muscheln stimmen in der Seiten- und oberen Ansicht, sowie in der äußeren Verzierung mit *Cytheridea punctillata* G. S. Brady vollkommen überein.

An den Randspitzen fehlt die innere und äußere Kutikularschichte ganz. Die auffallend schmale Porenkanal-Zone weist ähnliche Strukturverhältnisse, wie *Cytheridea Entzi* auf, an welch' letzterer aber die äußere Kutikularschichte gut zu beobachten ist (Textfig. 12 *a—b*). Die Porenkanäle stehen entfernt von einander, an ihrem distalen Teilen verschmälern sie sich, während sie an ihrem basalen Teile sich etwas erweitern. Die ununterbrochene Zahnreihe des Schloßapparates weicht zwar im wesentlichen von den bisher beschriebenen Cytherideen nicht ab, dadurch aber, daß sich der äußere Saum des hinterseitigen Muschelrandes stark einstülpt, zeigt sie eine eigentümliche Gestaltung. Ungefähr die Falten des scharf herausstehenden äußeren Saumes des Schloß-

apparates bilden die einzelnen Schloßzähne, die sich knapp aneinander anreihen; die 10—12 Schloßzähne der vorderen und hinteren Partie des Randes sind viel größer, als die 12—15 Zähne der der Einstülpung wegen verschmälerten Schloßleiste, welch' letztere Zähne unmittelbar am inneren Saum des Muschelrandes sich hinziehen.

Im Hinblick auf die Form und die Oberflächenverzierung der Muscheln, ferner auf die gleiche Struktur des Schloßapparates kann ich die mir zu Gebote stehenden Formen mit *Cytheridea punctilzieata* G. S. Brady[1][2] identifizieren.

Fundort: Kornia und Domasnia, untersarmatisch.

8. Cytheridea punctillata G. S. Brady var. sarmatica n. var.

(Taf. VI. Fig. 9—11, Textfig. 16 *a—c.*)

Länge: 0·58 mm, Durchmesser: 0·34 mm, Höhe: 0·14 (0·28) mm.

Die Klappen sind, von der Seite betrachtet, etwas kurz nierenförmig. Die vordere Randspitze ist viel höher als die hintere, stumpf abgerundet und gegen den rückseitigen Muschelrand hin ziemlich abfallend. Der Muschelrand der Bauchseite erscheint von außen als gerade herablaufend, buchtet sich aber von innen im vorderen Drittel ein. Der rückseitige Muschelrand wölbt sich in der Mitte sanft empor und geht in die hintere Randspitze, einen stumpf abgerundeten Winkel bildend über. Die hintere Randspitze ist etwas breiter als die vordere und bildet mit dem Muschelrand der Bauchseite einen Winkel (Taf. VI. Fig. 9—10).

Von oben gesehen sind die Klappen oval, ihre kompakte Wandung ist mit dicht verstreuten, runden Vertiefungen verziert und bisweilen mit je einem oberflächlichen Borstenrest versehen. Die vordere Randspitze ist dicht gezähnt, selten sieht man auch an der hinteren Spitze einige kräftige Zähne. Die Zahl der Muskeleindrücke beträgt 6. (Fig. 16 *a.*)

Die feinere Struktur der Randspitzen weicht von jener der *Cytheridea punctillata* G. S. Brady wesentlich ab; sie sind viel höher und auf ihnen findet man auch die Spuren der äußeren Kutikularschichte. Die gerade herablaufenden Porenkanäle sind dicht angeordnet, während sie sich aber an der vorderen Randspitze deren ganzer Länge nach

[1] G. S. Brady: A Monogr. of the Rec. Brit. Ostr. London, 1868. — Tr. Linn. Soc. p. 424, Pl. 26. Fig. 36—38.

[2] Brady, H. W. Crosskey a. Robertson: A Mon. of the Post-Tertiary Ent. of Scotland etc... London, 1874. Pal. Soc. — p. 177. Pl. VI. Fig. 5.

erstrecken, reichen sie an der hinteren Spitze bis zur Grenze der äußeren Kutikulaschichte, welche Grenze schon verschmolzen, durch ihre schwache Strahlenbrechung aber leicht zu erkennen ist (Fig. 16 *b*—*c*). Der Schloßapparat stimmt mit geringer Abweichung mit jenem der *Cytheridea punctillata* G. S. Brady vollkommen überein (Fig. 4 m).

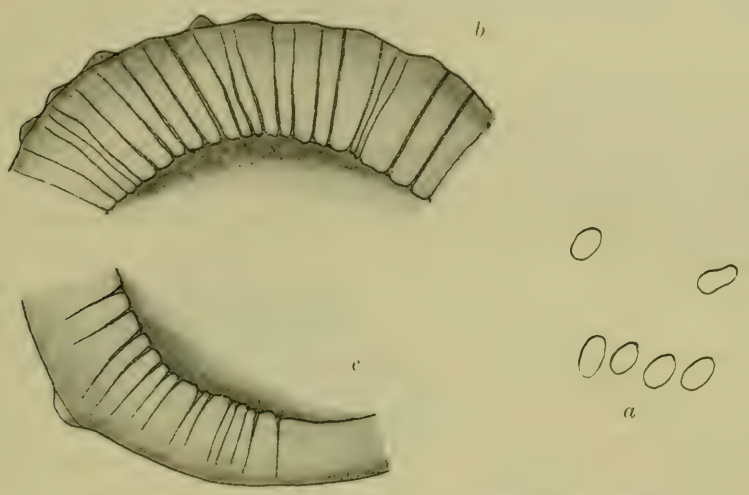


Fig. 16. *Cyth. punct.* Brady var. *sarmatica* nov. var.
a = Muskeleindrücke; *b* = Vordere Randspitze $^2/_6$ R., *c* = Hintere Randspitze $^2/_6$ R.

Auf Grund der auffallenden Abweichungen, die sich in der Gestalt, namentlich aber in der feineren Struktur der Ränder der Muscheln, kundgeben, kann ich die hier besprochene Form mit *Cytheridea punctillata* G. S. Brady[1] nicht identifizieren, sondern betrachte sie als eine Abart derselben.

Fundort: Kornia, untersarmatisch.

9. Cytheridea gigantea n. sp.

(Taf. V, Fig. 17—19, Fig. 17 *a*—*b*, 4 *i*.)

Länge: 0·92 mm, Durchmesser: 0·48 mm, Höhe: 0·19 (0·38) mm.

Die Muscheln gleichen, von der Seite betrachtet, einer gestreckten Niere. Der gleichmäßig abgerundete Bogen der vorderen Randspitze geht mit etwas steilem Abfall in den Muschelrand der Rückseite über, während er mit jenem der Bauchseite einen kaum wahrnehmbaren, stumpfen Winkel bildet. Der rückseitige Muschelrand wölbt sich im

[1] G. S. Brady: A Monogr. of the Rec. Brit. Ostr. London, 1868. Pl. 36, 38.

vorderen Drittel heraus und geht unmerklich in die hintere Randspitze über. Im hinteren Drittel zeigt der Muschelrand der Bauchseite eine auch von außen gut sichtbare Einbuchtung. Der auffallend verschmälerte Teil der hinteren Randspitze ist gegen die Bauchseite hin gerichtet und abgerundet (Taf. V, Fig. 17—18). Von oben betrachtet, sind die Muscheln von gestreckt elliptischem Umriß, die hintere Spitze ist viel stumpfer abgerundet als die vordere. Die Wandung ist kompakt, ihre Oberfläche erscheint glatt, hie und da mit Borstenspuren (Taf. V, Fig. 17—18, Fig. 17 *a*—*b*). Charakteristisch für diese Art ist das Auftreten mächtiger Zahnfortsätze an sämtlichen Exemplaren, welche Zahnfortsätze an den Randspitzen erscheinen. Die Zahl der Muskeleindrücke beträgt 6, von denen die 4 in einer Reihe befindlichen Schloß-Muskeleindrücke in der Mitte der Muscheln und über diesen zwei von einander entfernte mandibulare Muskeleindrücke sichtbar sind.

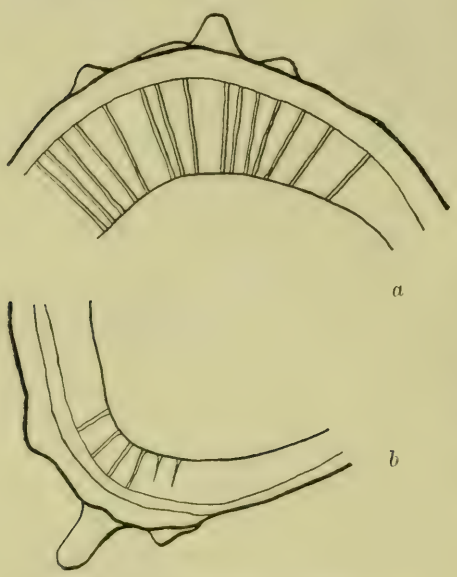


Fig. 17. *Cytheridea gigantea* n. sp.
a = Vordere Randspitze 5/4 R.,
b = Hintere Randspitze 5/4 R.

Die äußere Kutikularschichte an den Randspitzen ist auffallend breit, die innere Kutikularschichte hingegen fehlt gänzlich. Die Porenkanäle laufen gerade herab, sie sind in ihrem distalen und basalen Teile von gleichförmiger Ausbreitung, nur an der hinteren Randspitze verschmälern sich einige Kanäle distal (Fig. 17 *a*—*b*).

Die Zahnreihen der Schloßleiste hängen mit einander ganz zusammen, in der vorderen und hinteren Partie mit 9—17 Schloßzähnen, während sie an der schmalen Schloßleiste mit 18—20 kleinen Zähnen versehen sind (Fig. 4 *i*).

Diese Art sieht von der Seite der *Cytheridea Sorbyana* Jones[1] sehr ähnlich, in der Daraufsicht, der Verzierung, sowie in der Größe weichen aber diese beiden Arten wesentlich von einander ab. Auf Grund dieser Verschiedenheiten und in Hinsicht auf die große Konstanz, die sich betreffs der feineren Strukturverhältnisse an sämtlichen

[1] G. S. Brady: Monogr. of the rec. brit. Ostr. p. 428, Pl. XXIX, Fig. 1—2.

Exemplaren zeigt, kann ich die hier beschriebene Art mit *Cytheridea Sorbyana* Jones nicht identifizieren, sondern betrachte sie als einen neuen Repräsentanten dieser Gattung.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—195·50 m der Bohrung).

10. Cytheridea Dérii n. sp.

(Taf. VI, Fig. 12—14, Fig. 18 *a—c* und 4 *n*.)

Länge: 0·70 mm, Durchmesser: 0·48 mm, Höhe: 0·21 (0·42) mm.

Der vordere Muschelrand ist viel schmäler als der hintere, sein spitz abgerundeter Bogen geht unmerklich in den rückseitigen Muschelrand über. Die bauch- und rückseitigen Muschelränder sind gleichförmig herablaufend, ihr stumpfer Bogen bildet in der Mitte einen auffallenden

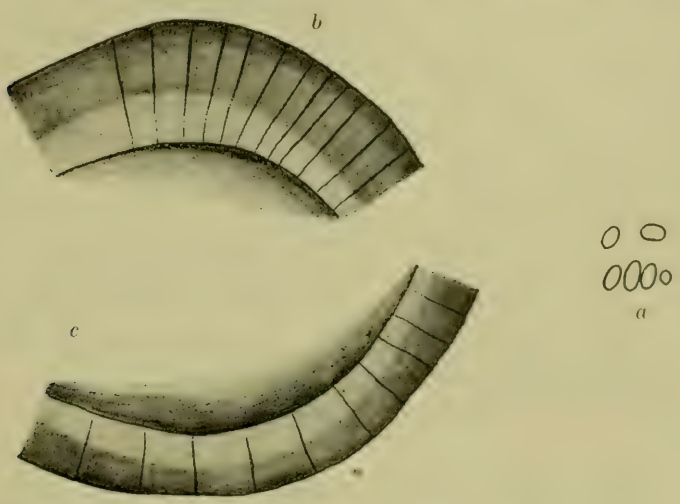


Fig. 18. *Cytheridea Dérii* n. sp.
a = Muskeleindrücke 3/4 R., *b* = Vordere Randspitze 2/6 R., *c* = Hintere Randspitze 2/6 R.

Höcker. Die hintere Randspitze ist stumpf abgerundet und stets niedriger, als die vordere (Taf. VI, Fig. 12—13). Von oben betrachtet zeigen die Muscheln eine eiförmige Form, die ungefähr in der Mitte am breitesten ist; ihre Seitenlinie ist gleichförmig (Taf. VI, Fig. 14). Die Wandung der Muscheln ist etwas dick und durchscheinend; an ihrer Oberfläche sind verstreut kleine, runde Vertiefungen und nächst den Randspitzen einige Borstenreste an der Oberfläche gut wahrnehmbar (Taf. VI, Fig. 12). Muskeleindrücke sind 6 vorhanden, die sich gewöhnlich im vorderen Drittel der Muscheln befinden (Fig. 18 *a*).

Für die feinere Struktur der Randspitzen ist das völlige Verschmelzen der äußeren Kutikularschichte mit der Porenkanal-Zone charakteristisch, während die innere Kutikularschichte sehr selten, in Form eines schmalen Streifens, nur an der vorderen Randspitze sichtbar ist. Die gerade herablaufenden Porenkanäle sind, von jenen der sämtlichen hier beschriebenen Arten abweichend, an ihrem distalen Teile verbreitert, an ihrem basalen Teile hingegen verschmälern sie sich gänzlich und wo sich die innere Kutikularschichte befindet, dort endigen sie an der inneren Grenze dieser (Fig. 18 *b*—*c*).

Eine eigentümliche Gestaltung zeigt auch der Bau des Schloßapparates, indem die vordere und hintere Partie desselben auf Kosten der Schloßleiste stark ausgebreitet ist. Die Zahl der kegelförmigen Schloßzähne beträgt in den einzelnen Partien je 9, in der Nähe der zahnlosen Schloßleiste verkleinern sie sich allmählich.

Die hier beschriebene Art zeigt von der Seite eine geringe Ähnlichkeit mit *Xestoleberis aurantia* (Baird)[1] und *Xestoleberis ventricosa* G. W. Müller,[2] näher steht sie der *Cytheridea subovata*,[3] deren Randspitzen gezähnt sind. Der Unterschiede halber aber, die sich in der Form und dem Bau der Muscheln beobachten lassen, ist diese Art mit keiner der erwähnten Arten zu identifizieren. Der Übergangstypus des Schloßapparates, sowie der auffallende Bau der Randspitzen verweisen, wie aus meinen Untersuchungen hervorgeht, im wesentlichen entschieden auf das Genus *Cytheridea* und überzeugen uns auch davon, daß die von mir beschriebene Art nur als ein neuer Vertreter dieses Geschlechtes aufgefaßt werden kann.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—198·46 m der Bohrung).

11. Cytheridea rubra G. W. Müll. var. sera n. var.

(Taf. IX, Fig. 6—8, Fig. 19 *a*—*c*, Fig. 4 *p*.)

Länge: 0·89 mm, Durchmesser: 0·50 mm, Höhe: 0·28 (0·56) mm.

Die vordere Randspitze ist viel höher als die hintere, andererseits aber umso schmäler. Die vordere Randspitze ist gegen die Bauchseite hin gerichtet, ihr spitz zugerundetes Ende geht unmerklich in

[1] G. S. Brady, H. W. Crosskey, D. A. Robertson: A monogr. of the Posttertiary Entom. of Scotland... 1874. Pl. XVI, Fig. 32—37.

[2] G. W. Müller: Die Ostrakoden d. Golf. Neapel, 1894. Taf. 25, Fig. 4—5.

[3] E. O. Ulrich et R. S. Bassler: Ostracoda (miocene). Maryland Geological Survey, Baltimore 1904. Pl. 37, Fig. 1, 2, 6.

den Muschelrand der Bauchseite über; letzterer ist außen gerade fortlaufend, innerlich aber stülpt er sich im vorderen Drittel stark ein. Der stumpfe Bogen des rückseitigen Muschelrandes übergeht mit schwacher Krümmung in die hintere Randspitze (Taf. IX, Fig. 6—7).

Von oben betrachtet, zeigen die Muscheln eine breit eiförmige Form (Taf. IX, Fig. 8) mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren vordere Spitze zugespitzt ist, während die hintere stumpf abgerundet erscheint. Ihre Wandung ist etwas verdickt, durchscheinend, mit an der Ober-

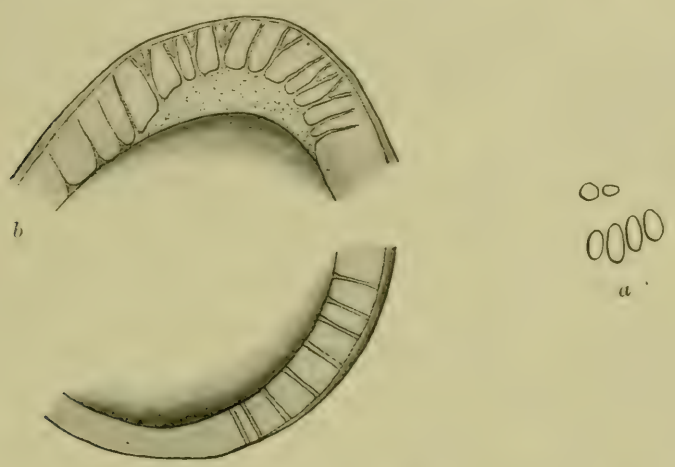


Fig. 19. *Cytheridea rubra* G. W. Müll. var. *sera* n. var.
a = Muskeleindrücke $^2/_6$ R., *b* = Vordere Randspitze $^2/_6$ R., *c* = Hintere Randspitze $^2/_6$ R.

fläche verstreuten Borstenspuren. Muskeleindrücke sind 6 vorhanden (Fig. 19 *a*).

Die Randspitzen weichen in Betreff des feineren Baues wesentlich von einander ab. An der vorderen Randspitze bildet die äußere Kutikularschichte einen schmalen Streifen, während die innere eine eigentümliche Einbuchtung zeigt, die fein gekörnelt ist und an deren innerer Grenze die Porenkanäle münden. Die dünne äußere Kutikularschichte der hinteren Randspitze verschwindet gegen den rückseitigen Rand hin vollständig, eine innere Kutikularschichte fehlt: die gerade herablaufenden Porenkanäle sind von gleichmäßiger Ausbreitung und unterscheiden sich auffallend von den Porenkanälen der vorderen Randspitze, von welch letzteren einige gerade herablaufend sind, sich aber distal verschmälern, während die übrigen sich gabelförmig verzweigen (Fig. 19 *b—c*). Am Schloßapparate ist nur die vordere und hintere Partie

gezähnt, die Schloßleiste ist zahnlos und wölbt sich an der linken Klappe ihrem ganzen Verlaufe nach schwach heraus. In der gestreckt elliptischen Vertiefung der vorderen Partie sind 10—12 Schloßzähne vorhanden, in der ovalen Vertiefung der hinteren Partie finden sich 6—8 Schloßzähne.

Diese Art gleicht von der Seite, was die Anordnung der Porenkanäle betrifft, der *Krythe parallela* MÉHES,[1] *K. reniformis* BRADY und *K. similis* G. W. MÜLL.,[2] der Schloßapparat aber verweist entschieden auf das Genus *Cytheridea*. Eine zum Teil ähnliche Form und ähnlichen Bau zeigt *Cytheridea rarefistulosa* LKLS.,[3] aber auch mit dieser läßt sich unsere Art nicht identifizieren, sondern sie steht der *Cytheridea rubra* G. W. MÜLL.[4] zunächst, als deren eine Abart ich sie betrachten kann.

12. Cytheridea torosa (JONES) var. lenta n. var.

(Taf. VI, Fig. 18—20, Fig. 20 *a—b*, Fig. 4 *o*.)

Länge: 0·85 mm, Durchmesser: 0·51 mm, Höhe: 0·20 (0·40) mm.

Der vordere Muschelrand ist um weniges höher als der hintere, sein stumpfer Bogen bildet einen sanften Abfall gegen den bauch- und rückseitigen Muschelrand. Der vordere Teil der hinteren Randspitze ist stumpf abgerundet und geht mit einem auch von außen gut sichtbaren Abfall in den rückseitigen Muschelrand über. Der bauch- und rückseitige Muschelrand ist nahezu gleichförmig herablaufend, die Ränder buchten sich in der Mitte schwach ein und bilden mit den Randspitzen einen stumpfen Winkel (Taf. VI, Fig. 18—19). Die Muscheln zeigen, von oben betrachtet, eine ovale Form mit etwas welliger Seitenlinie, die auffallend zugespitzte vordere Spitze ist von der stumpfen hinteren Spitze leicht zu unterscheiden (Taf. VI und Fig. 20 *a—b*). Ihre Wandung ist kompakt, schwach durchscheinend, mit dicht verstreuten oberflächlichen Borstenspuren. Muskeleindrücke waren nicht zu beobachten.

An den Randspitzen bildet die äußere Kutikularschichte einen ziemlich hohen Streifen, während die innere ganz fehlt. Die Porenkanäle laufen gerade herab, sind gewöhnlich gleichmäßig breit, an der

[1] MÉHES GY.: Adatok Magyarorsz. plioc. ostr. ism. (Beitr. z. Kenntn. d. plioz. Ostr. Ung.) II, 1908. Taf. X, Fig. 1—3.

[2] G. W. MÜLLER: Ostr. Golf. Neapel. Taf. 30, Fig. 1—2.

[3] E. LIENENKLAUS: Die Ostrakoden d. Mainzer Tert. 1905, Taf. 30, Fig 18 *a—b*.

[4] G. W. MÜLLER: a. o. g. O. Taf. 30, Fig. 26.

hinteren Randspitze aber verschmälern sie sich an einigen distalen Teilen derselben (Fig. 20. *a—b*).

Nur die vordere und hintere Partie des Schloßapparates hat eine Zahnreihe, die Schloßleiste ist zahnlos. In der schmalen und gestreckten Vertiefung der vorderen Partie, sowie in der in der Mitte der rückwärtigen Partie sich verbreiternden Vertiefung sind die 15—17 Schloßzähne ohne gemeinsame Basis (Fig. 4 *o*).

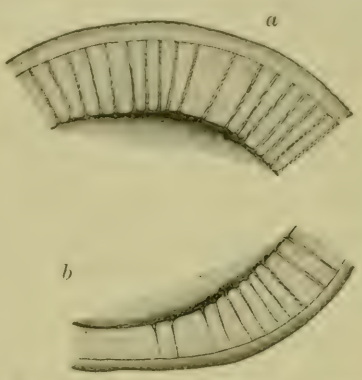


Fig. 20. *Cytheridea torosa* (Jones) var. *lenta* n. v.
a = Vordere Randspitze 2/6 R.,
b = Hintere Randspitze 2/6 R.

Die hier beschriebene Art gleicht einigermaßen der *Cytheridella truncata* Bosq. [1] und der *Loxoconcha sphen.*,[2] der Bau des Schloßapparates aber weist entschieden auf das Geschlecht *Cytheridea* hin. Die Form und Verzierung der Muscheln betreffend steht diese Art der *Cytheridea torosa* var. *teres* B. et R.,[3] noch mehr aber der *Cytheridea torosa* (Jones)[4] zunächst, auf Grund der charakteristischen Abweichungen aber können wir sie als eine Varietät derselben betrachten.

Fundort: Balatonföldvár, untersarmatisch (148·50—149·93 m der Bohrung).

13. Cytheridea sp.

(Taf. VI, Fig. 15—17.)

Länge: 0·72 mm, Durchmesser: 0·39 mm, Höhe: 0·18 (0·36) mm.

Die Muscheln sind, von der Seite betrachtet, von ungleichförmig abgerundeter trapezförmiger Gestalt. Der stumpfe Bogen der vorderen und hinteren Randspitze ist nahezu gleichförmig herablaufend und die Spitzen gehen mit steilem Abfall in den rückseitigen Muschelrand über, der von außen gerade erscheint, innerlich aber sich stark einstülpt.

Der Muchelrand der Bauchseite buchtet sich im vorderen Drittel

[1] F. R. Jones: A Monogr. of the Entom. of the Cretaceous Form. of England. Pr. pal. Soc. inst. 1849. T. VII, F. 25 *a, c, e.*

[2] E. Lienenklaus: Die Ostr. d. Mainzer Tert. 1905, I—IV, F. 27.

[3] G. S. Brady, Crosskey et Rob.: Mon. Post-Tertiary Entom. of Scotl. etc. London, 1874. Pl. VII, F. 1—2.

[4] G. S. Brady: A Monogr. of the recent. brit. Ostr. London, 1868. Pl. XXVII, F. 7—12.

ein (Taf. VI, Fig. 15—16). Von oben gesehen, weisen die Muscheln eine ovale Form auf mit gleichförmig abgestumpften Spitzen, die Seitenlinie ist fast gerade herablaufend, bisweilen buchtet sie sich in der Mitte ein (Taf. VI, Fig. 17). Die Wandung der Muscheln ist dick, kaum durchscheinend, der starken Abgewetztheit wegen aber lassen sich weder die Verzierung der Oberfläche, noch auch die Muskeleindrücke beobachten.

Bezüglich der feineren Struktur der Randspitzen erinnert die vorliegende Form an *Chytheridea torosa* (Jones) var. *lenta* (Fig. 20 *a—b*); da aber sowohl diese, wie auch der Schloßapparat mit der Zahnreihe genau nicht zu studieren sind, bieten auch meine Untersuchungen keinen genügenden Stützpunkt, um die hier mitgeteilte *Cytheridea*-Form als irgend eine bekannte oder neue Art betrachten zu können.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (143·16—143·46 m der Bohrung).

4. Gen *Cytheridella* Daday.[1]

1. Cytheridella mediterranea n. sp.

(Taf. VII, Fig. 1—3, Fig. 21.)

Länge: 0·69 mm, Durchmesser: 0·38 mm, Höhe: 0·19 (0·38) mm.

Die vordere Randspitze ist gegen die Ventralseite hin etwas spitz abgerundet und geht gradatim abfallend, in den rückseitigen Muschelrand über, mit welchem sie einen stumpfen Hügel bildet. Der Muschelrand der Bauchseite ist gerade herablaufend und geht unmerklich in die hintere Randspitze über, deren der Dorsalseite nahe gelegene Teil spitzer zugerundet ist. Der rückseitige Muschelrand stülpt sich stark ein (Taf. VII, Fig. 1—2). Von oben betrachtet, sind die Muscheln von ovaler Form; die in der Mitte sich einbuchtende Seitenlinie spitzt sich an der vorderen Spitze zu, während sie an der hinteren Spitze einen stumpfen Abfall bildet (Taf. VII, Fig. 3). Die Wandung der Muscheln ist etwas dick, schwach durchscheinend,

Fig. 21. *Cytheridella mediterranea* n. sp. Schloßapparat 5/4 R.

[1] G. W. Müller stellt in «Ostrakoda» (Das Tierreich. Berlin, 1912, p. 336, 338) das Genus *Cytheridella* Daday in das Genus *Cythereis*, was wir aber nicht für begründet halten können, wenn wir die feineren Strukturverhältnisse der Muscheln in Betracht ziehen, welche Verhältnisse auch an der hier beschriebenen fossilen Form genau zu erkennen sind.

an der Oberfläche mit netzförmiger Verzierung. Die in der Längsrichtung der Muschel sich hinziehenden sechs, sich heraushebenden Rippen sind mit ihren, nach verschiedenen Richtungen angeordneten Seitenrippen zusammen, von einer mit den Muschelrändern parallel herablaufenden Seitenrippe umgeben; die zwischen den Rippen eingeschlossenen Vertiefungen sind meist polygonal (Taf. VII, Fig. 1). Muskeleindrücke lassen sich nicht beobachten.

Die Randspitzen sind ziemlich niedrig und charakteristisch für sie ist das gänzliche Fehlen der äußeren und inneren Kutikularschichte.

Die vereinzelt vorhandenen Porenkanäle sind gerade herablaufend. Der Schloßapparat der linken Muschel zeigt im wesentlichen denselben Bau, den wir bei *Cytherella Ilosvayi* Dad.[1] beobachten können.

Die kräftige Seitenleiste, die unterhalb der schmalen Vertiefung der vorderen Randpartie von der Schloßleiste ausgeht, verflacht sich an der inneren Wandung der Muschel. An der hinteren Randpartie befindet sich eine viel breitere Vertiefung. Der Schloßapparat ist völlig zahnlos (s. Fig. 21).

Diese Art erinnert zum Teil an *Cythere demissa* Brady,[2] in Hinsicht auf den Bau der Randspitzen, namentlich aber auf jenen des Schloßapparates, betrachte ich sie als einen neuen Vertreter des Genus *Cytheridella*.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 Meter der Bohrung).

5. Genus *Cythereis* Jones.

1. Cythereis Méhesi n. sp.

Taf. VII. Fig. 4—10, Textfig. 22 *a—c* und 2).

Länge: 0·72 mm, Durchmesser: 0·41 mm, Höhe: 0·25 mm.

Die vordere Randspitze ist stumpf abgerundet, in den Muschelrand der Bauchseite geht sie unmerklich, in jenen der Rückseite mit einem etwas steilen Abfall oder einer Einbuchtung über. Der stumpfe Bogen des rückseitigen Muschelrandes bildet mit der hinteren Randspitze einen Winkel. Die Randspitze der Bauchseite buchtet sich im vorderen Drittel stark ein, in der unteren Partie geht sie mit ihrem stumpf abgerundeten Bogen meist gleichmäßig in den gezähnten, heraus-

[1] E. v. Daday: Untersuchungen über die Süßwasser-Mikrofauna Paraguays. Stuttgart, 1905. T. 17, Fig. 18, 21.

[2] G. S. Brady: Rep. on the Ostr. dredged by H. M. S. Challenger during etc. London, 1880. Pl. XII. Fig. 7 *g—h*.

stehenden Kamm der hinteren Randspitze über, welcher Kamm dem rückseitigen Muschelrande mit konkavem Bogen sich anschließt (Taf. VII. Fig. 4—6). Von oben betrachtet, zeigen die Muscheln eine schmale Kahnform, ihre gleichmäßige Seitenlinie ist in der Mitte am breitesten; die hintere Spitze ist viel zugespitzter als die vordere (Taf. VII, Fig. 7). Ihre Wandung ist etwas dick und durchscheinend, an der Oberfläche mit den Resten strahlenförmig angereihter, herausstehen-

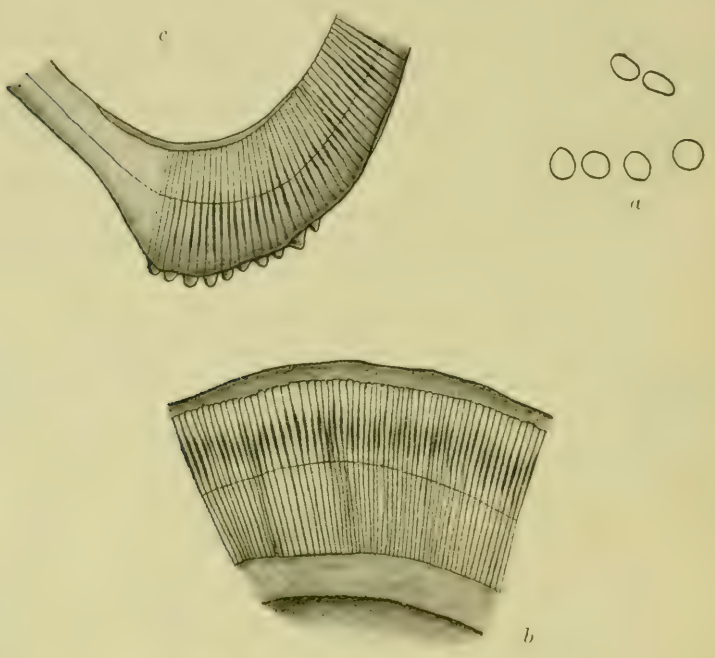


Fig. 22. *Cythereis Méhesi* n. sp.
a = Muskeleindrücke $^2/_3$ R., *b* = Vordere Randspitze $^2/_3$ R., *c* = Hintere Randspitze $^2/_3$ R.

der knotenförmiger Borsten, während die oberflächlichen Borsten durch dunkle Punkte markiert sind. Muskeleindrücke sind 6—7 vorhanden, von denen vier in einer Reihe die Schloß- und über diesen in schiefer Linie 2—3 die mandibularen Muskeleindrücke repräsentieren (Fig. 22).

Die äußere Kutikularschichte der vorderen Randspitze ist viel niederer als die innere, deren Oberfläche fein gekörnelt erscheint. Die gerade herablaufenden, nächst ihrem distalen Teile sich verbreiternden Porenkanäle sind außergewöhnlich dicht angeordnet. Der Bau der hinteren Randspitze weicht nur darin von der vorderen ab, daß sie keine

innere Kutikularschichte besitzt; die Porenkanäle erstrecken sich hie und da auch auf die äußere Kutikularschichte und die an ihren distalen Enden gut wahrnehmbaren dunkeln Pünktchen sind der Ursprungsort der einstigen Randborsten (Fig. 22 *b—c*). An den rückseitigen Muschelrändern findet sich der für sämtliche hier beschriebene *Cythereis*-Arten charakteristische Schloßapparat mit Zahnerhöhungen, welcher Schloßapparat in der vorderen Partie der linken Muschel aus einem Zahnhöcker, darüber aus einer runden Vertiefung, in der hinteren Partie aber aus einem Zahnhöcker besteht. An der rechten Muschel finden sich diesen entsprechend zwei Vertiefungen und ein Zahnhöcker.

Die Schloßleiste ist zahnlos und bildet, den Muschelhälften nach, bald einen schmalen, bald einen breiteren Streifen (Textfig. 2).

Den ganz entwickelten Individuen gegenüber zeigt sich im Bau der Muscheln der jugendlichen Individuen kein wesentlicher Unterschied (Taf. VII, Fig. 8—10). Die vordere Randspitze ist etwas breiter als die hintere, beide aber sind gezähnt. Von oben betrachtet, zeigen die Muscheln die Form eines stark verbreiterten Kahnes. Auffallend ist an den Randspitzen das Fehlen der äußeren Kutikularschichte an der vorderen Spitze aber bildet die innere Kutikularschichte einen schmalen Gürtel. Die Porenkanäle ordnen sich an der vorderen Randspitze weniger dicht an, an der hinteren Randspitze sind sie seltener, an ihrem distalen Teile verschmälern sie sich. Der Schloßapparat stimmt mit jenem der ausgewachsenen Individuen überein.

Diese häufig und in großer Zahl vorkommende Art steht, seitlich betrachtet und in der Daraufsicht, der *Cythereis convexa* (W. Baird),[1] und noch mehr der *Cythereis hungarica* Méhes[2] sehr nahe, ich kann sie aber mit diesen nicht identifizieren, sondern betrachte sie, auf Grund der wesentlichen Verschiedenheiten, die sich in der Oberflächenverzierung, dem Herablaufen und Bau der Muschelränder beobachten läßt, als neue Art dieses Geschlechtes.

Fundort: Plugova, untersarmatisch, Belareka, untersarmatisch. Balatonföldvár, untersarmatisch (170·53—171·85) und mediterran (187·83—196·50 m der Bohrung).

[1] G. W. Müll. Ostr. G. Neapel. 1894. Taf. 28. Fig. 7, 19.

[2] J. Méhes: Adatok Magy. pliocén ostr. ism. (Beitr. z. Kenntn. d. plioc. Ostr. Ungarns). II. 1908. Taf. VIII, Fig. 7—9.

2. Cythereis balatonica n. sp.

(Taf. VII, Fig. 11—13. Texfig. 23 *a—b*, und 4 *a*.)

Länge: 0·72 mm, Durchmesser: 0·39 mm, Höhe: 0·15 (0·30) mm.

Die vordere Randspitze ist etwas breiter als die hintere, ihr stumpf abgerundeter Bogen geht unmerklich in den rückseitigen Muschelrand über. Der Muschelrand der Bauchseite ist äußerlich gerade herablaufend, innen aber stülpt er sich in der Mitte schwach ein. Der vordere Teil der hinteren Randspitze bildet einen breiten Kamm, auf welchem 6—8 Zähnchen sitzen; er schließt sich mit konkavem Bogen dem rückseitigen Muschelrande an (Taf. VII, Fig. 11—12). Von oben betrachtet sind die Muscheln mehr breit kahnförmig, mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren hintere Spitze viel zugespitzter als die vordere ist (Taf. VII, Fig. 13). Ihre Wandung ist etwas dünn und durchscheinend, mit Borstenspuren an der Oberfläche. Muskeleindrücke sind nicht genau zu beobachten; bei starker Vergrößerung sieht man vier, in einer Reihe befindliche Schloß-Muskeleindrücke, die aber in ihrer Anordnung von jenen bei *Cythereis Méhesi* wesentlich abweichen.

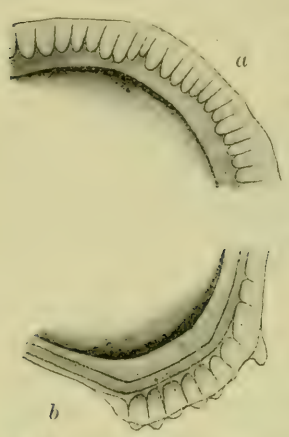


Fig. 23. *Cythereis balatonica* n. sp. *a* = Vordere Randspitze $^2/_6$ R., *b* = Hintere Randspitze $^2/_6$ R.

Die äußere Kutikularschichte der vorderen Randspitze bildet einen sehr schmalen Streifen. die innere Kutikularschichte ist viel breiter und verschmilzt ganz mit der Porenkanal-Zone. Einen abweichenden Bau weist die hintere Randspitze auf, indem sich durch die Porenkanal-Zone ein eigentümlicher, schwach lichtbrechender Leisten hindurchzieht, der sich an der linken Klappe schwach emporwölbt. Die Porenkanäle sind in beiden Randspitzen gerade herablaufend, sie verschmälern sich an ihrem distalen Teile, während sie sich am basalen Teil ungleichmäßig verbreitern (Textfig. 23 *a—b*). Der Schloßapparat ist einfach, in der vorderen und hinteren Partie befindet sich je ein Zahnhöcker, der am inneren Rande der schmalen Schloßleiste hinzieht (Textfig. 4 *a*).

Die hier beschriebene Art steht der *Cythereis Méhesi* nahe, beide weichen aber im Bau der Randspitzen und des Schloßapparates wesentlich von einander ab. Mit der *Cythereis foveata* Méhes[1] zeigt unsere

[1] Méhes J.: Adatok Magyarország pliocén ostr. ism. (Beitr. z. Kenntn. d. plioc. Ost. Ungarns) II. 1908. Taf. XI, Fig. 17.

Art an der vorderen Randspitze fast ganz übereinstimmende Gestaltung, im Hinblick auf die Form der Muschel aber kann ich sie auch mit dieser nicht identifizieren.

Fundort: Plugova, untersarmatisch, Jablanica untersarmatisch, Balatonföldvár, untersarmatisch (170·53—173·36 m) und mediterran (187·83—189·02 m der Bohrung.)

3. Cythereis sarmatica n. sp.

(Taf. IX. Fig. 9—11.)

Länge: 0·65 mm, Durchmesser: 0·40 mm. Höhe 0·15 (0·30) mm.

Die vordere Randspitze ist viel breiter als die hintere, ihr etwas spitz abgerundeter Bogen geht abfallend in die rückseitige Randspitze über, mit welcher er einen stumpfen Winkel bildet. Der Muschelrand der Bauchseite stülpt sich im vorderen Drittel stark ein und von hier an geht sein gleichmäßiger Bogen unmerklich in die hintere Randspitze über, deren nach vorn herausstehender Kamm stumpf abgerundet ist. Der etwas konvexe Bogen des rückseitigen Muschelrandes bildet mit dem vom Kamm der hinteren Randspitze ausgehenden konkaven Bogen einen schärferen Winkel. Charakteristisch sind die am Kamm der hinteren Spitze befindlichen 5—6 Zähnchen, die an der vorderen Spitze nicht verhanden sind (Taf. IX. Fig. 9—10). Von oben betrachtet zeigen die Muscheln eine nahezu ovale Form, die am breitesten in der Mitte ist; die hintere Spitze ist abgerundet, die vordere hingegen spitz (Taf. IX. Fig. 11). Ihre Wandung ist kompakt, durchscheinend, mit an der Oberfläche verstreuten Borstenspuren. Muskeleindrücke sind sechs vorhanden, die vier Schloß-Muskeleindrücke nahe bei einander in einer Reihe, über diesen befinden sich in schräger Linie zwei größere mandibulare Muskeleindrücke.

An der vorderen und hinteren Randspitze fehlt sowohl die äußere, als auch die innere Kutikularschichte gewöhnlich, bisweilen aber läßt sich die innere, in Form eines schmalen Streifens, an der vorderen Randspitze wahrnehmen. Die Porenkanäle sind dicht angeordnet, gerade herablaufend, an ihrem distalen Teile verschmälern sie sich meistens, am basalen Teil verbreitern sie sich kaum. Schloßapparat besteht an der linken Muschel aus einem Zahnhöcker der vorderen Partie und einer darunter befindlichen Zahnvertiefung, in der hinteren Partie ist eine Zahnvertiefung vorhanden. Die Schloßleiste ist schmal und zieht unmittelbar am inneren Rande der Muschel hin.

Diese Art gleicht von der Seite sehr der *Cythereis dentata* G. W.

Müll.[1], steht aber der *Cythereis balatonica* noch näher, auf Grund der im Herablaufen der Muschelränder, namentlich aber in der feineren Struktur dieser sich zeigenden Abweichungen läßt sie sich als Vertreter des Genus *Cythereis* betrachten.

Fundort: Belareka, untersarmatisch, Balatonföldvár, untersarmatisch (170·53—171·85 m der Bohrung).

4. Cythereis tennistriata Méhes.

1908. *C. tenuistriata* Méhes. Földt. Közl. Bd. XXXVIII. p. 625. Fig. 5—10.

Länge: 0·78 mm, Durchmesser: 0·49 mm, Höhe: 0·22 (0·44) mm.

Diese im Untersarmatischen von Balatonföldvár häufige Art läßt sich auf Grund der in der Seiten- und oberen Ansicht, Verzierung, Zahl der Muskeleindrücke und Anordnung derselben, sowie zum Teil der in der inneren, feineren Struktur der Muschelränder sich zeigenden auffallenden Übereinstimmungen — mit *Cythereis tennistriata* Méhes[2] genau identifizieren.

Die netzförmige Verzierung der Muschelwandung stammt von kleinen, dicht verstreuten runden Vertiefungen her, unter denen, namentlich nächst der Randspitzen, zahlreich herausstehende, in Hökkern endigende Borstenreste sichtbar sind. An den Randspitzen bildete sich in Form eines schmalen Streifens nur die innere Kutikularschichte aus, während die äußere vollständig fehlt. Die Porenkanäle sind dünn, dicht beisammenstehend und erweitern sich nur an ihrem distalen Teile kaum wahrnehmbar. Der Schloßapparat der rechten Klappe ist in der vorderen Partie viel breiter als in der hinteren, unter dem kräftig ausgebildeten Zahnhöcker befindet sich eine elliptische Vertiefung, während in der letzteren Partie nur ein Zahnhöcker sichtbar ist, im Wesen stimmt die Form vollständig mit *Cythereis subangusta* (Textfig. 4 *c*) überein.

Fundort: Balatonföldvár, untersarmatisch (143·16—143·46, 148·50—149·93, 171·85—173·36 m der Bohrung).

[1] G. W. Müller: Ostr. Golf. Neapel, 1904. Taf. 32. Fig. 23.

[2] J. Méhes: Adatok Magy. pliocén ostr. ism. (Beitr. z. Kenntn. d. plioc. Ostr. Ung.) 1908. p. 625. Fig. 5—10.

5. Cythereis subangusta n. sp.

(Taf. VII. Fig. 14—17, Textfig. 24 *a—c*, 4 *c*.)

Länge: 0·64 mm, Durchmesser: 0·41 mm, Höhe: 0·15 (0·30) mm.

Die Muscheln sind, von der Seite gesehen, ziemlich hoch und kurz nierenförmig. Die vordere Randspitze ist viel breiter als die hintere, ihr stumpf abgerundeter Bogen senkt sich gegen den rückseitigen Muschelrand schwach ein. Der Muschelrand der Bauchseite buchtet sich im vorderen Drittel, geht aber unmerklich in die hintere Randspitze über, an deren vorderen Teile der sich zuspitzende Kamm ungezähnt ist. Der stumpfe Bogen der rückseitigen Muschel geht unmerklich in die hintere Randspitze über (Taf. VII. Fig. 14—15). Von oben betrachtet sind die Muscheln oval, mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren hintere Spitze viel mehr zugespitzt als die vordere ist (Taf. VII, Fig. 16—17). Ihre Wandung ist etwas dick und durchscheinend, mit an der Oberfläche verstreuten Borstenresten. Muskeleindrücke sind 7 vorhanden (Textfig. 24 *a*).

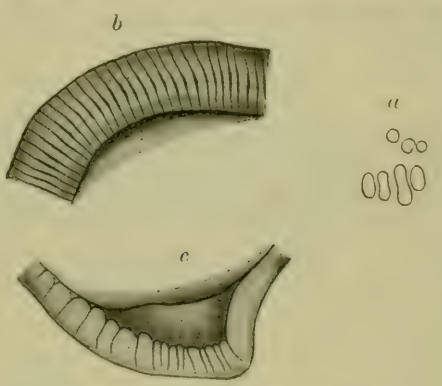


Fig. 24. *Cythereis subangusta* n. sp. *a*=Muskeleindrücke ²/₃ R., *b*=Vordere Randspitze ²/₆ R., *c* = Hintere Randspitze ²/₆ R.

An den Randspitzen verschmilzt gewöhnlich die äußere Kutikularschichte mit der Porenkanal-Zone, selten bildet sie einen schmalen Streifen. Die innere Kutikularschichte läßt sich an der vorderen Randspitze isoliert, oder in die Porenkanal-Zone verschmolzen, in Form eines schmäleren Streifens immer erkennen; sie bildet ein auffallend breites, gegen das Innere der Muschel hin geneigtes Band (oder eine Platte) an der hinteren Randspitze. Die Porenkanäle laufen gerade und dann wellig herab und während sie sich in der Mitte der vorderen Randspitze erweitern, so geschieht das an der hinteren Spitze nur am baselen Teile derselben (Fig. 24 *b—c*).

Der Schloßapparat verbreitert sich am vorderen Teile der rechten Muschel, er besteht aus einem Zahnhöcker und darunter aus einer elliptischen Vertiefung, während in der hinteren Partie ein Zahnhöcker vorhanden ist (Fig. 4 *c*).

Fundort: Balatonföldvár, untersarmatisch (143·16—143·46 m) und mediterran (187·83—189·02, 192·20—196·50 m der Bohrung).

6. Cythereis Schréteri n. sp.

(Taf. VIII, Fig. 1—3, Fig. 25*a—c* und Fig. 4*f.*)

Länge: 0·75 mm, Durchmesser: 0·42 mm, Höhe: 0·15 (0·30) mm.

Die vordere Randspitze ist viel höher als die hintere, der etwas spitz abgerundete Bogen der Randspitze bildet in dem Muschelrand der Bauchseite eine tiefe Einbuchtung, während er in den hinteren Muschelrand fast unmerklich übergeht. Der stumpfe Bogen der Bauchseite des Muschelrandes verschmilzt mit dem Kamm der hinteren Randspitze vollständig; letzterer schließt sich in schwach konkavem Bogen dem stumpf abgerundeten Muschelrand der Rückseite an (Taf. VIII, Fig. 1—2). Von oben betrachtet zeigen die Muscheln eine etwas gegestreckte Kahnform mit in der Mitte eingesenkter Seitenlinie, deren vordere Spitze mehr zugespitzt ist als die hintere (Taf. VIII, Fig. 3). Ihre Wandung ist etwas dick und durchscheinend, die Oberfläche derselben ist mit 3—8-eckigen, kleineren oder größeren Feldchen bedeckt, an deren Begrenzung sich mit einander zusammenhängende kleine Kämmchen schwach hervorheben. Diese Feldchen erscheinen fein gekörnelt, mit einer oder mehreren Borstenspuren an der Oberfläche, namentlich nächst der Randspitzen, wo sie häufig herausstehen und in einem Höcker endigen (Taf. VIII, Fig. 1). Muskeleindrücke sind 6 vorhanden (Fig. 25*a*).

Die feinere Struktur der beiden Randspitzen weicht im Wesen nicht ab. An der vorderen Randspitze verschmilzt die breite äußere Kutikularschichte mit der Porenkanal-Zone, so daß die Kanäle dieser auch auf die genannte Kutikularsichte sich erstrecken. Die innere Kutikularschichte ist nahezu zweimal so breit als die äußere, sondert sich aber von der Porenkanal-Zone gut ab, und unterhalb dieser Schichte beobachtet man, aber nur an der vorderen Randspitze, noch eine schmale Kutikularschichte.

Der Bau der hinteren Randspitze stimmt mit jenem der vorderen, abgesehen von der zweiten inneren Kutikularschichte, vollständig überein, nur die innere Kutikularschichte ist hier schmäler, während die äußere, namentlich am Kamm, sich stark verbreitert. Die einzelnen Porenkanäle sind in ihrem ganzen Verlaufe gleich breit; in ihrem Bau unterscheiden sie sich von sämtlichen hier beschriebenen *Cythereis*-Arten wesentlich. An der vorderen Randspitze nämlich besitzen sie am distalen und mittleren Teile je eine runde Vertiefung, welche Vertiefungen wahrscheinlich die Ursprungspunkte der Randborste bezeichnen; an der hinteren Randspitze zeigen sie nur am mittleren Teile derartige

Vertiefungen (Fig. 25 *b—c*). Die vordere Partie des Schloßapparates verbreitert sich stark, man bemerkt daran einen, in der Mitte eingeschnürten großen Zahnhöcker und darunter eine kleinere Vertiefung; an der hinteren Partie befindet sich nur ein, aber kleinerer gleichfalls eingeschnürter Zahnhöcker (Fig. 4*f*).

Die hier beschriebene Art steht, wenn wir das Herablaufen der Muschelränder von der Seite betrachten, der *Cythereis Méhesi* nahe, läßt sich aber mit dieser der wesentlichen Verschiedenheiten halber

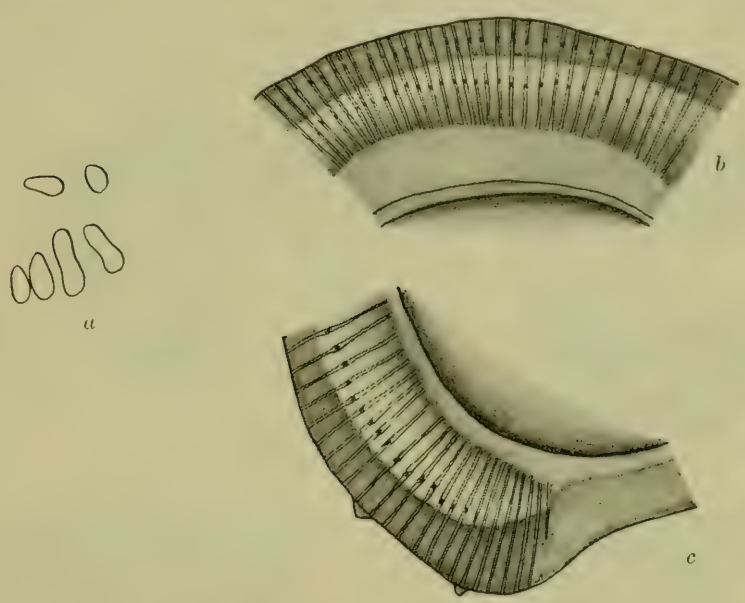


Fig. 25. *Cythereis Schréteri* n. sp.
a = Muskeleindrücke $^2/_3$ R., *b* = Vordere Randspitze $^2/_3$ R., *c* = Hintere Randspitze $^2/_3$ R.

nicht identifizieren. Als interessanten Umstand kann ich erwähnen, daß diese Art mit dem Jugendexemplar der *Cythereis Lőrentheyi* Méhes[1] sowohl in Betreff der Form als auch der Oberflächenverzierung nach fast übereinstimmt, obwohl ihre Abweichung von den ausgebildeten (entwickelten) Exemplar dieser Art sehr groß ist. In der Beschreibung J. Méhes's entbehren wir die Beleuchtung der feineren Strukturverhältnisse, und so haben wir keinen genügenden Anhaltspunkt dafür,

[1] J. Méhes: Adatok Magy. pliocén ostr. ism. (Beitr. z. Kenntn. d. plioc. Ostr. Ung.), 1908, p. 561—62, Taf. VIII, Fig. 5.

um auf etwaige biologische Beziehungen bei dieser Gelegenheit eingehen zu können.

Fundort: Balatonföldvár, untersarmatisch (171·85—173·36 m der Bohrung).

7. Cythereis hungarica Méhes.

(Fig. 26 *a—c*.)

1908. *C. hungarica* Méhes. Földt. Közl. XXXVIII Bd. p. 562—563, Taf. VIII, Fig. 7—9.

Länge: 0·78 mm, Durchmesser: 0·44 mm, Höhe: 0·22 (0·44 mm).

Die mir vorliegenden Muscheln stimmen von der Seite im Herablaufen der Ränder und in der Oberflächenverzierung vollständig mit der Original-*C. hungarica* überein. In der Daraufsicht zeigt sich nur so viel Unterschied, daß die Spitzen der Seitenlinie stumpf abgerundet sind.

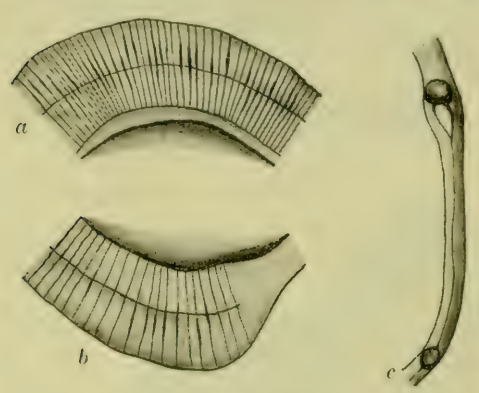


Fig. 26. *Cythereis hungarica* Méhes. *a*=Vordere Randspirze $^2/_6$ R., *b*=Hintere Randspitze $^2/_6$ R., *c*=Schloßapparat $^5/_4$ R.

Die innere, feinere Struktur der Randspitzen, sowie den Schloßapparat konnte ich nur an den mir zur Verfügung gestellten Exemplaren beobachten. Die Mitteilung dieser Beobachtungen im folgenden fand ich auch darum für notwendig, weil diese in Méhes's Beschreibung[1] fehlen.

Die vordere Randspitze ist etwas höher als die hintere, die äußere Kutikularschichte ist nicht vorhanden, während die innere ziemlich entwickelt und strukturlos ist. Die gerade herablaufenden Porenkanäle verbreitern sich in ihrer Mitte und nächst dem distalen Teile. Der Bau der hinteren Randspitze weicht von der vorderen nur insofern ab, als sie keine innere Kutikularschichte hat (Fig. 26 *a—b*). An der rechten Muschel verbreitert sich die vordere Partie des Schloßapparates, man sieht auf ihr einen kräftigeren Zahnhöcker und darunter eine etwas gestreckte Vertiefung; die hintere Partie ist viel schmäler und hat einen großen und einen kleineren oder nur einen Zahnhöcker (Fig. 26 *c*).

[1] J. Méhes ob. Cit. 1908, p. 562—63, Taf. VIII, Fig. 7—9.

Fundort: Plugova, untersarmatisch, Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

8. Cythereis merita n. sp.

(Textfig. 27 *a—e*, 4 *h*.)

Länge: 0·62 mm, Durchmesser 0·39 mm, Höhe: 0·31 mm.

Von der Seite gleichen die Muscheln einem unregelmäßig abgerundeten Trapez. Der gegen die Bauchseite hin gelegene Teil der vorderen Randspitze ist spitz zugerundet und geht von hier mit langem, sanftem Abfall in den rückseitigen Muschelrand über.

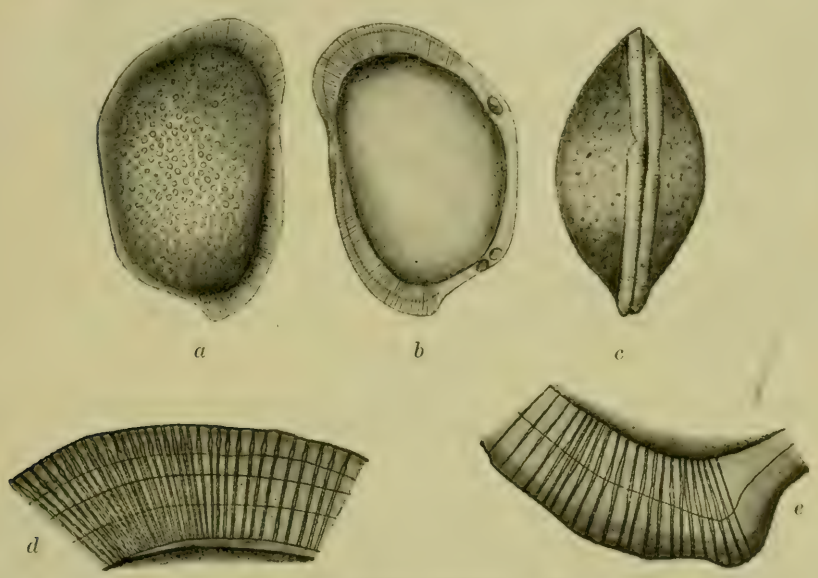


Fig. 27. *Cythereis merita* n. sp.

a = Rechte Muschel von der Seite und außen $^2/_3$ R., *b* = Rechte Muschel von der Seite und innen $^2/_3$ R., *c*=Muscheln von oben gesehen $^2/_3$ R., *d*—Vordere Randspitze $^2/_6$ R., *e*=Hintere Randspitze $^2/_6$ R.

Der Muschelrand der Bauchseite buchtet sich im vorderen Drittel ein, sein stumpfer Bogen geht unmerklich in den Kamm der hinteren Randspitze über. Der rückseitige Muschelrand ist nahezu gerade herablaufend und bildet mit dem Kamm der hinteren Randspitze ausgehenden konkaven Bogen einen Winkel (Fig. 28 *a—b*). Von oben betrachtet zeigen die Muscheln eine nahezu ovale Form mit gleichmäßiger Seitenlinie, welche in der Mitte am breitesten ist; die hintere Spitze ist viel mehr zugespitzt als die vordere (Fig. 27 *c*). Ihre Wan-

dung ist etwas dick, kaum durchscheinend; an der Oberfläche sind die Muscheln mit dicht angeordneten kleinen, runden Vertiefungen verziert, zwischen denen man je eine oberflächliche Borstenspur ausnimmt. Muskeleindrücke sieht man nicht.

An der vorderen Randspitze ist die äußere Kutikularschichte mit der Porenkanal-Zone ganz verschmolzen, während die innere Kutikularschichte als schmaler Streifen verblieben ist. Die Porenkanäle sind gerade, sie verbreitern sich in ihrem ganzen Verlaufe gleichförmig nächst ihrem distalen Teile zeigen sie elliptische Vertiefungen. Die hintere Randspitze besitzt im wesentlichen den gleichen Bau, nur daß die innere Kutikularschichte hier fehlt, und daß die Porenkanäle in ihrem mittleren Teile gradatim sich erweitern (Fig. 27 *d—e*). Der Schloßapparat der rechten Muschel zeigt einen von den bisherigen abweichenden Bau. In der vorderen Partie findet sich ein mächtiger, runder Zahnhöcker, während in der hinteren zwei gestreckte Zähne erscheinen; die Schloßleiste bildet einen ziemlich breiten Kanal (Textfig. 4 *h*).

Diese Art hat, von der Seite betrachtet, in der Verzierung ähnlichkeit mit *Cythereis hungarica* MÉHES, läßt sich aber im Hinblick auf die wesentlichen Verschiedenheiten, die sich an der inneren Oberfläche der Muschelränder zeigen, mit *C. hungarica* nicht identifizieren.

Fundort: Domasnia, untersarmatisch.

9. Cythereis expunctata n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 4—5, Textfig. 28 *a—c* und 4 *b*.)

Länge: 0·61 mm, Durchmesser: 0·39 mm, Höhe: 0·18 (0·36) mm.

Die Muscheln zeigen von der Seite eine kurze, hohe Nierenform. Die vordere Randspitze ist gegen die Ventralseite hin spitz abgerundet, während sie aber in den rückseitigen Muschelrand mit langem und etwas steilem Abfall unmerklich übergeht, buchtet sie sich mit dem Muschelrand der Bauchseite scharf ein. Der in der Mitte des rückseitigen Muschelrandes stark sich herauswölbende Bogen schließt sich dem schwach hervortretenden Kamm der hinteren Randspitze gleichförmig an (Taf. VIII. Fig. 4 und Textfig. 28 *a*). Von oben betrachtet zeigen die Muscheln nahezu ovale Form mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren hintere Spitze etwas mehr zugespitzt als die vordere ist (Taf. VIII. Fig. 5). Ihre Wandung ist dick und kaum durchscheinend, an der Oberfläche mit sehr dicht stehenden, kleinen dunkeln Punkten, zwischen denen in der Nähe der Randspitzen einige stärkere Borstenreste zu beobachten sind (Taf. VIII. Fig. 4). Muskeleindrücke sieht man

nicht. Die Randspitzen sind sehr niedrig, mit von einander abweichender Struktur. An der vorderen Randspitze fehlt sowohl die innere, als auch die äußere Kutikularschichte vollständig. Die Porenkanäle sind gerade herablaufend und etwas entfernt von einander angeordnet.

Am Kamm der hinteren Randspitze bildet die innere Kutikularschichte eine breite Bucht, während die äußere Kutikularschichte fehlt. Die Porenkanäle sind gerade herablaufend, an ihrem distalen Teile

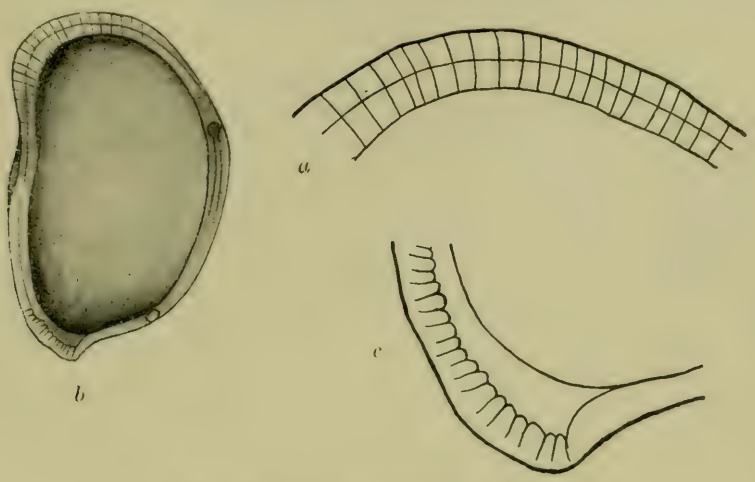


Fig. 28. *Cythereis expunctata* n. sp.
b = Rechte Muschel seitlich, von innen $^2/_4$ R., *a* = Vordere Randspitze $^2/_6$ R., *c* = Hintere Randspitze $^2/_6$ R.

erschmälern sie sich, während sie an ihrem ungleichförmig sich verbreiternden basalen Teile mit einander zusammenhängen (Fig. 28 *b*—*c*). An der vorderen und hinteren Seite des Schloßapparates der rechten Muschel ragt je ein Zahnhöcker hervor. An der äußeren Grenze der Schloßleiste zieht aus dem basalen Teile des vorderen Zahnhöckers eine allmählich sich verschmälernde kanalartige Vertiefung hin (Textfig. 4 *b*).

Diese Art gleicht, von der Seite betrachtet, einigermaßen der *Cythereis convexa* Baird,[1] der *Cythere convexa* Baird[2] und der *Cythere Speyeri* Brady,[3] im Hinblick auf die wesentlichen Abweichungen aber.

[1] G. W. Müller: Ostr. Golf. Neapel. 1894. Taf. 28, Fig. 19.

[2] B. Capelli: Contrib. allo studio degli ostr. fossili dallo strato etc. Farnesina pr. Roma. Boll. soc. geol. ital. 1905. Tav. IX. F. 9,

[3] B. Capelli: a. g. O. T. IX, F. 15.

die sie in der Oberflächen-Verzierung und namentlich im Bau der Randspitzen und des Schloßapparates zeigt, kann ich sie mit den genannten Arten nicht identifizieren, sondern halte sie für einen neuen Vertreter dieses Genus.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m. der Bohrung).

10. Cythereis convexa Baird.

(Textfig. 1.)

1850. *Cythere convexa* W. Baird. — Brit. Entom., p. 174, t. 21, f. 3.
1856. — *punctata* R. Jones. — Mon. tert. Entom., p. 24, t. 2, f. 5.
1868. — *convexa* G. S. Brady. — Mon. rec. Brit. Ostr., p. 401, t. 29, f. 19—27.
? 1870. *C. c. var. meridionalis* G. S. Brady. — Folin et Périer, fonds Mer. p. 234, t. 30, f. 11—13.
1874. *Cythere convexa* Brady, Crosskey et Robertson. — Mon. posttert. Entom. p. 150, t. 3, f. 14—17.
1889. *Cythere convexa*, Terrigi. — Il calcare di Palo, p. 8, t. 1, f. 4—7.
1889. — — Brady-Norman. — Roy Dublin Society, p. 140.
1894. *Cythereis convexa* G. W. Müller. — Ostr. Golf. Neapel, p. 366, t. 28, f. 14—19.
1899. *Cythere punctata* G. Capeder. — Atti Acc. R. Sc. Torino, p. 11, f. 20, *a—b*.
1900. — *convexa* J. Namias. — Palaeontographica italica, VI., p. 12, t. 1, f. 11—12.
1905. — — B. Capelli. — Bolletino soc. geol. ital. Roma, p. 308, t. 9. f. 9—9*a*.
1906. *Cythereis convexa* A. Neviani. — L. c. p. 197.
1911. — — Méhes Gy. — Balaton Tud. Tan. Ered. I. K., I. R., p. 28—29, t. 3, f. 1—6.

Länge: 0·92 mm, Durchmesser: 0·59 mm, Höhe: 0·24 (0·48) mm.
« 0·82 « « 0·48 « « 0·25 (0·50) «

Der gewöhnlich stumpf abgerundete Bogen der vorderen Randspitze geht unmerklich in den Muschelrand der Rückseite über, während er mit der Vorderseite eine auffallende Einbuchtung bildet. Der Muschelrand der Rückseite wölbt sich in der Mitte empor und bildet mit der hinteren Randspitze einen schwachen Winkel. Der Bogen des Muschelrandes der Bauchseite verschmilzt mit dem an der hinteren Randspitze herausstehenden Kamm, der immer mit Zähnchen besetzt ist; diese Zähnchen kommen bisweilen auch an der vorderen Randspitze vor (Textfig. 1). Von oben betrachtet zeigen die Muscheln eine in der Mitte breitere ovale Form mit gleichmäßiger Seitenlinie, bei welcher gewöhnlich die hintere Spitze etwas mehr zugespitzt ist, als die vordere. Ihre Wandung ist etwas dünn, gut durchscheinend; an der Oberfläche ist sie mit runden Vertiefungen von verschiedener Größe verziert, mit in der Nähe der Randspitzen oft dicht herausstehenden,

höckerigen Borstenresten. Muskeleindrücke sind 6 vorhanden, von denen vier Schloß-Muskeleindrücke in einer Reihe und über ihnen die zwei mandibularen sich anreihen.

Die Randspitzen stimmen im feineren Bau fast vollständig mit jenen von *Cythereis Méhesi* überein. Die äußere Kutikularschichte fehlt bisweilen, die innere aber ist in Form eines schmalen und auch breiteren Streifens immer zu erkennen. Die Porenkanäle sind gerade, erweitern sich in ihrem Verlaufe Ampulla-artig und sind entfernter, zumeist aber dicht angeordnet; an einzelnen Exemplaren nimmt man die Punkte der Randborsten gut wahr (Textfig. 1).

An der linken Muschel der mir zur Verfügung gestellten Exemplare zeigt der Schloßapparat eine interessante Gestaltung (1. Fig. 1). Die vordere Partie verbreitert sich, auf ihr sieht man einen kräftigen Zahnhöcker und unter diesem eine kleinere Vertiefung, die von der Gabel der Schloßleiste kantenförmig umgeben ist. An der hinteren Partie befindet sich eine elliptische Vertiefung. Die Schloßleiste ist schmal und zieht unmittelbar am inneren Rande des Muschelrandes dahin, infolge der starken Einstülpung des letzteren.

Die heute lebenden Formen der *Cythereis convexa* Baird sind im Mittelländischen Meere und im Atlantischen Ozean recht häufig, fossil fanden sie sich im Tertiär Englands und Italiens, in neuerer Zeit auch in der heimischen Trias. Wie auch aus dem Verzeichnis der Synonymen hervorgeht, wurde diese Art bald in das Genus *Cythere*, bald in jenes von *Cythereis* eingereiht.

Auf Grund meiner Untersuchungen kam ich zur Überzeugung, daß *Cythereis convexa* Baird als eine derartig selbstständige Art zu betrachten sei, die zahlreiche, im wesentlichen aber gemeinschaftlichen Typus besitzende Varietäten umfaßt. Meine Auffassung unterstützt der Umstand, daß die von J. Méhes.[1] beschriebenen und auch von mir untersuchten Exemplare nicht nur einander nahe sind, sondern auch mit der von G. W. Müller beschriebenen *Cythereis convexa*[2] übereinstimmen. Wenn wir diese als Grundform betrachten, dann sind die bisher untersuchten übrigen Formen sicherlich nur Varietäten mit unwesentlichen Abweichungen aufzufassen, die sich unter dem Begriff der selbständigen Art vereinigen lassen.

Fundort: Plugova, untersarmatisch, Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

[1] Méhes Gy.: Bakonyi triászk. ostr. (Trias-Ostrac. d. Bakony). 1911. Balaton tud. tanulm. eredm. (Wissensch. Stud. Ergebn. d. Balatonf.) I. k. I. r. p. 28—29. T. 3. F. 1—6.

[2] G. W. Müller: Ostr. d. Golfes v. Neapel, 1894. p. 336. T. 28. F. 14—19.

11. Cythereis convexa Baird var. turgida n. var.

(Textfig. 29 *a—f.*)

Länge: 0·79 mm, Durchmesser: 0·52 mm, Höhe: 0·21 (0·42) mm.

Die Muscheln sind, von der Seite betrachtet, sehr hoch nierenförmig. Der Bogen der vorderen Randspitze ist stumpf zugerundet und geht sanft abfallend in den in der Mitte stark sich herauswölbende rückseitigen Muschelrand über, während er mit dem Rande der Bauchseite

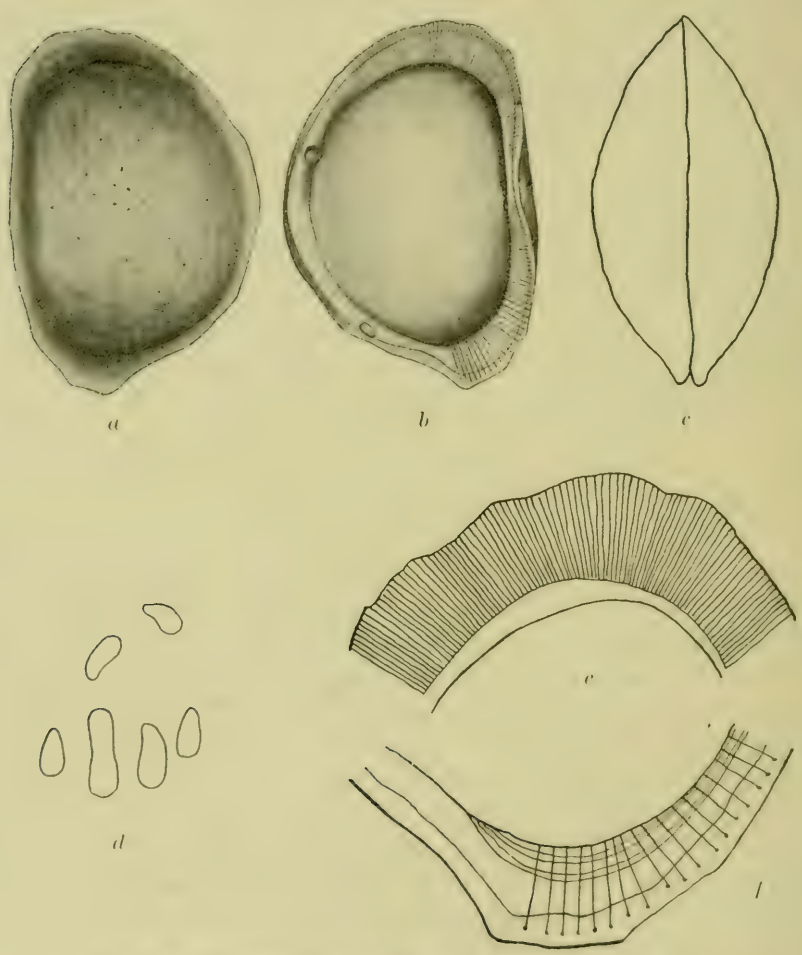


Fig. 29. *Cythereis convexa* Baird *var. turgida* n. var.

a=Linke Muschel seitlich von außen $^2/_3$ R., *b*=Linke Muschel seitlich von innen $^1/_3$ R., *c* = Daraufsicht $^2/_3$ R., *d* = Muskeleindrücke $^2/_3$ R., *e* = Vordere Randspitze $^5/_4$ R., *f*=Hintere Randspitze $^5/_4$ R.

eine gelinde Bucht bildet. Die hintere Randspitze bildet einen scharf hervortretenden Kamm, in welchen der Muschelrand der Rück- und Bauchseite unmerklich übergeht (Fig. 29 *a—b*). Von oben betrachtet, zeigen die Muscheln eine in der Mitte sich verbreiternde Kahnform mit gleichmäßigen Seitenlinien, deren vordere Spitze etwas mehr zugespitzt als die hintere ist (Fig. 29 *c*). Die Wandung ist dick und durchscheinend, an der Oberfläche mit hie und da verstreuten Borstenspuren, deren jede von einem leichten, runden Hof umgeben ist. Die Randspitzen sind nicht gezähnt. Muskeleindrücke sind sechs vorhanden (Fig. 29 *d*).

An der vorderen Randspitze fehlt die äußere Kutikularschichte, während die innere einen ungleich hohen Streifen bildet. Die gerade herablaufenden Porenkanäle sind außerordentlich dicht aneinander gestellt (Fig. 29 *e*).

An der hinteren Randspitze fehlt die äußere Kutikularschichte gleichfalls, während die innere mit der Porenkanal-Zone ganz verschmolzen und eigentümlich gestreift ist. Die gerade herablaufenden Porenkanäle sind hier schon seltener zerstreut vorhanden und die an ihrem Ende befindlichen Punkte markieren den Entstehungsort der einstmaligen Randborsten (Fig. 29 *f*). In der vorderen Gegend des Schloßapparates sieht man einen herausstehenden Zahnhöcker, in der hinteren eine kleine elliptische Vertiefung; die Schloßleiste ist sehr breit.

Die Form der *Cythereis convexa* Baird, die von der Seite einen ähnlichen Umriß hat, ist bekannt,[1] auf Grund der im obigen skizzierten Abweichungen aber kann ich die hier beschriebene Form nur als neue Varietät betrachten.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m. der Bohrung).

12. Cythereis Vadászi n. sp.

(Taf. VIII, Fig. 16—18, Textfig. 30 *a—c*, 4 *e*.)

Länge: 0·80 mm, Durchmesser: 0·48 mm, Höhe: 0·20 (0·40) mm.

Die Muscheln gleichen von der Seite einem unregelmäßigen Sechseck. Der stumpf abgerundete Bogen der vorderen Randspitze geht mit etwas steilem Abfall in den rückseitigen Muschelrand über, welch' letzterer im vorderen Drittel einen auffallenden Hügel bildet, wäh-

[1] J. Méhes: Bakonyi triaszkorú ostracodák (Trias. Ostrac. d. Bakony). 1911. Balaton tud. tan. eredm. (Resultat d. wissensch. Erforsch. d. Balatonsees). Pol. Anh. Bd. I., I. Teil, Taf. III. Fig. 2.

rend er im weiteren Verlaufe fast gerade ist. Der Muschelrand der Bauchseite stülpt sich in der Mitte stark ein und schließt sich dem angrenzenden Muschelrand mit nahezu gleichförmigem konkavem Bogen an. Die hintere Randspitze bildet einen nur schwach hervorstehenden Kamm, während ihr geradliniger Teil mit dem rückseitigen Muschelrand in stumpfer Ecke sich vereint. (Taf. VIII. Fig. 16—17.) Von oben gesehen, weisen die Muscheln die Form einer gestreckten Ellipse auf, mit gleichmäßiger Seitenlinie, die nächst der zugespitzteren hinteren Spitze wellig erscheint (Taf. VIII, Fig. 18). Die Schalen sind etwas dickwandig und durchscheinend, mit an der Oberfläche zerstreuten Borstenresten und zahlreichen Zähnchen an den Randspitzen. Muskeleindrücke sind 7 vorhanden (Fig. 30 *a*).

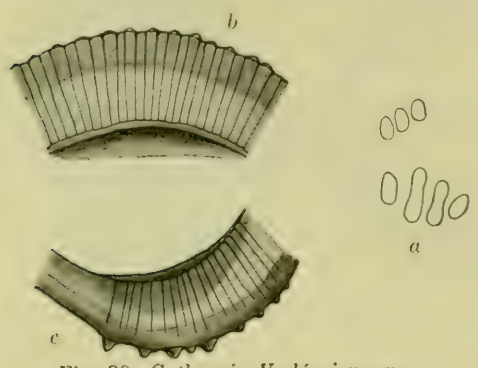


Fig. 30. *Cythereis Vadászi* n. sp. *a*=Muskeleindrücke $^2/_6$ R., *b*=Vordere Randspitze $^2/_6$ R., *c*=Hintere Randspitze $^2/_9$ R.

An der vorderen Randspitze fehlt die äußere Kutikularschichte, während die innere einen schmalen oder auch breiteren Streifen bildet. Die Porenkanäle sind gerade herablaufend, mehr entfernt von einander gestellt. Die hintere Randspitze ist von übereinstimmendem Bau; ihre Porenkanäle verschmälern sich meist am distalen Teile (Fig. 30 *b*—*c*). Der Schloßapparat der linken Muschel verbreitert sich stark in der vorderen Partie, wo eine größere runde Zahngrube und darunter ein eingerollter Zahnhöcker sichtbar ist, welcher in die schmale Schloßleiste ganz einschmilzt. In der hinteren Partie befindet sich nur eine elliptische Zahngrube (Textfig. 4 *e*).

Diese Art gleicht einigermaßen der *Cypridina Haueri* Röm.[1], namentlich aber der *Cythereis dentata* G. W. Müll.[2], der in der Daraufsicht namentlich im Baue der Randspitzen und des Schloßapparates sich zeigenden Unterschiede halber aber kann ich unsere Art mit diesen nicht für identisch erklären.

Fundort: Belareka, untersarmatisch, Balatonföldvár, untersarmatisch (170·53—171·85 m. der Bohrung).

[1] A. E. Reuss: Die fossil. Entom. d. Östr. Tert. beckens. Haid. Naturw. Abh. 1850. Wien. T. 9. F. 28.

[2] G. W. Müller: Ostr. d. Golfes v. Neapel. 1894. T. 32. F. 23.

13. Cythereis perforata n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 8—10. Textfig. 31 *a—b*, 4 *d*).

Länge: 0·65 mm, Durchmesser: 0·40 mm, Höhe: 0·18 (0·36) mm.

Die Muscheln sind, von der Seite betrachtet, etwas hoch und kurz nierenförmig. Der stumpfe Bogen der vorderen Randspitze geht unmerklich in den in der Mitte sich herauswölbenden Hinterrand über. Der Muschelrand der Bauchseite stülpt sich im vorderen Drittel stark ein und bildet in der Mitte einen wahrnehmbaren Hügel. Die hintere Randspitze bildet einen nach vorne scharf hervortretenden Kamm (Taf. VIII. Fig. 8—9). Von oben betrachtet zeigen die Muscheln eine ovale Form mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren Spitzen gleichförmig zugespitzt sind (Taf. 8. Fig. 10). Die Schalen sind etwas dickwandig und durchscheinend, an der Oberfläche mit kleineren und größeren runden Grübchen verziert. Die Randspitzen sind gezähnt, Muskeleindrücke nicht sichtbar.

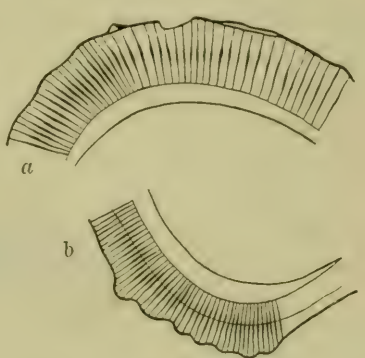


Fig. 31.
Cythereis perforata nov. sp.
a=Vordere Randspitze ²/₆ R.,
b=Hintere Randspitze ²/₆ R.

Der Bau der beiden Randspitzen stimmt vollkommen überein. Eine äußere Kutikularschichte ist nicht vorhanden, die innere bildet einen ziemlich hohen Streifen und scheidet sich von der Porenkanal-Zone gut ab.

Die gerade herablaufenden Porenkanäle erweitern sich in ihrer Mitte Ampulla-artig, während sie in ihren distalen Teilen sich verschmälern (Fig. 31 *a—b*). Die mittlere Partie des Schloßapparates an der rechten Muschel verbreitert sich, auf ihr ist ein Zahnhöcker und unter diesem eine runde Grube zu sehen, mit einer im Inneren der Muschel sich verflachenden, eigenartigen Stützplatte. In der rückwärtigen Partie befindet sich ein Zahnhöcker (Textfig. 4 *d*).

Diese Art gleicht von der Seite der *Cypridina angulata* Reuss[1] und der *Cythere Venus* Sequ.[2], ist aber mit diesen nicht zu identifi-

[1] A. E. Reuss: Die fossil. Entom. Österr. Tert. Haid. Nat. Abh. Wien, 1850. T. 9. F. 23.

[2] G. B. Capelli: Contr. allo stud. d. ostr. fossili d . . . Farnesina pr. Roma. Boll. soc. geolog. ital. 1905. T. 9, F. 14.

zieren. Im Hinblick auf die Gestaltungen der Randspitzen und des Schloßapparates, welche für das Genus *Cythereis* so sehr charakteristisch sind und unbedingt auf dieses verweisen, läßt sich diese von mir hier beschriebene neue Art nur in das Genus *Cythereis* einreihen.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (196·50—198·46 m. der Bohrung).

14. Cythereis Lóczyi n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 6—7, Textfig. 32 *a—d.*)

Länge: 0·72 mm, Durchmesser: 0·37 mm, Höhe: 0·32 (0·16) mm.

Die vordere Randspitze ist höher als die hintere, stumpf gerundet und geht in die benachbarten Muschelränder unmerklich über. Der Muschelrand der Bauchseite buchtet sich im vorderen Drittel sanft ein,

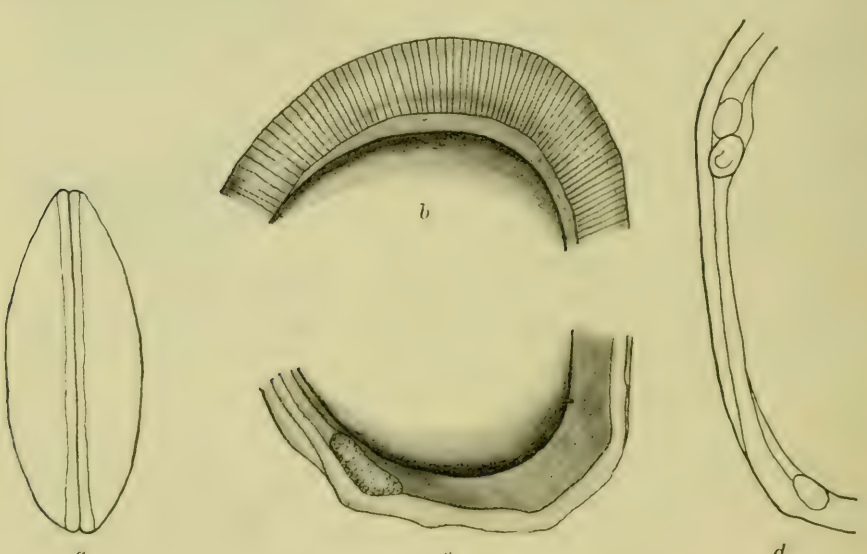


Fig. 32. *Cythereis Lóczyi* n. sp.

a = Muscheln in der Ansicht von oben $^{2}/_{3}$ R., *b* = Vordere Randspitze $^{5}/_{4}$ R., *c* = Hintere Randspitze $^{5}/_{4}$ R., *d*=Schloßapparat der linken Muschel $^{3}/_{4}$ R.

in seinem Verlaufe ist er fast gerade. Der stumpfe Bogen des Muschelrandes der Rückseite bildet mit der hinteren Randspitze eine gut wahrnehmbare Ecke; der hier nach vorne herausstehende Kamm ist fast gerade abgestumpft (T. VIII. F. 6—7). Von oben gesehen, erscheinen die Muscheln elliptisch mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren vordere Spitze etwas mehr zugespitzt ist (Fig. 32 *a*).

Die Schale ist dickwandig, schwach durchscheinend, an der Oberfläche mit sehr schöner, netzartiger Verzierung. Nächst der vorderen Randspitze gehen von 3—4, konzentrisch angeordneten Rippen 10—11 radiale Längsrippen aus, welche mit einander durch Seitenrippen in Verbindung stehen; sämtliche Rippen sind von einer, mit den Muschelrändern parallel herablaufenden Grenzrippe umgeben. Die zwischen den Rippen eingeschlossenen vertieften Feldchen sind polygonal und von verschiedener Ausbreitung (Taf. VIII. Fig. 6). Muskeleindrücke sind nicht zu sehen.

An der vorderen Randspitze ist die Kutikularschichte mit der Porenkanal-Zone ganz verschmolzen, die innere Kutikularschichte hingegen bildet einen gut getrennten Streifen. Die dicht gestellten Porenkanäle sind gerade herablaufend, in ihrem mittleren Teile etwas breiter, am distalen Teile verschmälern sie eich. Die hintere Randspitze ist stark erodiert, weßhalb man sie nicht genau beohachten kann (Fig. 32 *b—c*). Der Schloßapparat der linken Muschel verbreitert sich in der vorderen Gegend auffallend, wo man eine runde Zahngrube und darunter einen kräftigen Zahnhöcker sieht. Die Schloßleiste wölbt sich sanft empor und umgibt die einzige Zahngrube der hinteren Partie von außen kantenartig (Fig. 32 *d*).

Diese Art erinnert von der Seite an *Cypridina Kostelensis* Reuss,[1] näher steht sie, auch in Betreff der Verzierung, der *Cythere demissa* G. S. Brady,[2] mit diesen kann ich sie aber nicht identifizieren.

Die charakteristische Bildung der Randspitzen und des Schloßapparates verweisen entschieden auf das Genus *Cythereis*, dessen neuer Repräsentant die hier beschriebene Art ist.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·59 Meter der Bohrung).

15. Cythereis Dadayi n. sp.

(Taf. VII, Fig. 18—20, Textfig. 33 *a*, Taf. IX, Fig. 12.)

Länge: 0·83 mm, Durchmesser: 0·43 mm, Höhe: 0·19 (0·38) mm.

Die Muscheln sind von der Seite gestreckt nierenförmig. Die vordere Randspitze ist spitz gerundet und geht in den Muschelrand der Bauchseite unmerklich, in jenen der Rückseite mit sanfter Bucht über. Der stumpfe Bogen des Muschelrandes der Rückseite bildet mit der hinteren Randspitze eine Ecke. Der Muschelrand der Bauchseite stülpt

[1] A. E. Reuss: Die fos. Entomosta. d. österr. Tertiärbild. etc. . . . T. 9, F. 22.

[2] G. S. Brady: Rep. Ost. dredged by H. M. S. Challenger. London, 1880. p. 66, T. 12, F. 7.

sich schwach ein und geht in den stumpfgerundeten, mächtigen Kamm der hinteren Randspitze unmerklich über (Taf. VII, Fig. 18—19). Von oben betrachtet, sind die Muscheln gestreckt elliptisch mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren hintere Spitze etwas zugespitzter als die vordere ist (Taf. VIII. Fig. 20). Die Schale ist dickwandig, schwach durchscheinend, die Oberfläche mit sehr schöner, netzförmiger Verzierung. Aus den in der Mitte der Muschel befindlichen beiden Rippenringen entspringen zahlreiche radiale Längsrippen, die durch Seitenrippen mit einander zusammenhängen; sämtliche Rippen umgibt eine, mit den Muschelrändern parallel herablaufende Grenzrippe. Die Rippen sind meist schmal, herausstehend und die zwischen ihnen eingeschlossenen größeren und kleineren eingetieften Feldchen sind polygonal (Taf. VII. Fig. 18). Ausser den vier, in einer Reihe angeordneten Schloßmuskeln war nichts anderes zu beobachten.

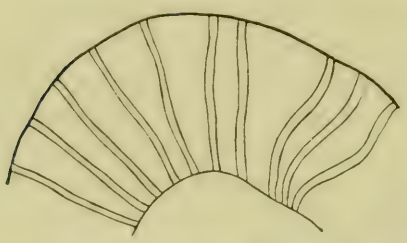


Fig. 33. *Cythereis Dadayi* n. sp. Vordere Randspitze 2/6 R.

Die Randspitzen sind auffallend hoch. Die vordere Randspitze besteht, beim Mangel der Kutikularschichten, sozusagen nur aus der Porenkanal-Zone.

Die gerade und dann wellig herablaufenden Porenkanäle sind außergewöhnlich breit (Fig. 33). Die hintere Randspitze ist stark erodirt, daher nicht genau zubeobachten. Der Schloßapparat der rechten Muschel zeigt einen höher entwickelten Bau, als die bisherigen Arten. In der Gegend der Mitte entspringt nächst dem mächtigen, in der Mitte eingeschnürten Zahnhöcker der allmählig sich verschmälernde Kanal der Schloßleisten, der auf seiner Basispartie, bei starker Vergrößerung gut wahrnehmbare, dicht stehende Querkerbung zeigt. Auf der hinteren Partie befindet sich gleichfalls ein, aber etwas kleinerer Schloß-Zahnhöcker (Taf. IX, Fig. 12).

Diese Art steht, von der Seite betrachtet, der *Cythere inaequalis* Ul. et Bas.[1] nahe, noch näher aber der *Cythere Burnsi* Ul. et Bas.[2]; die Identifizierung mit diesen Arten halte ich hauptsächlich darum nicht für begründet, weil der Bau der Randspitzen und das Schloßapparates entschieden auf das Genus *Cythereis* verweisen. Einen ähn-

[1] E. O. Ulrich u R. S. Bassler: Ostracoda (miocene). Maryland Geol. Survey. Baltimore, 1904. T. 35, F. 16—17.

[2] Ebenda. T. 36, F. 34—35.

lichen Schloßapparat fanden wir auch bei *Cythereis merita* schon (Textfig. 4*h*), und läßt sich die hier beschriebene neue Art nur in das Geschlecht *Cythereis* stellen.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m. der Bohrung).

16. Cythereis Kochi n. sp.

(Taf. VIII, Fig. 11—13, Textfig. 34, Taf. IX, Fig. 13—13*a*).

Länge: 0·75 mm, Durchmesser: 0·40 mm, Höhe: 0·21 (0·42) mm.

Der spitz gerundete Bogen der vorderen Randspitze geht sanft in den Muschelrand der Rückseite über, welch' letzterer nahezu gerade herabläuft. Der Muschelrand der Bauchseite stülpt sich in der Mitte ein, geht aber unmerklich in den wenig herausstehenden Kamm der hinteren Randspitze über; dieser Kamm bildet mit dem rückseitigen Muschelrand einen stumpfen Winkel. Bezeichnend für diese Art ist die Bezahnung der Randspitzen. Die aus der Mitte der vorderen Spitze ausgehenden 14 Zähne verkleinern sich gegen die Bauchseite hin allmählig, während sich an der Rückseite 6—7, stärker herausragende Zähne befinden (Taf. VIII, Fig. 11—12). Von oben gesehen, ist der allgemeine Umriß der Muscheln ein gestreckt-elliptischer; die vordere Spitze ist zugespitzt, während die hintere den oberflächlichen Rippen und Kammzähnen zufolge im zickzack verläuft (Taf. VIII, Fig. 13). Die Muscheln sind dickwandig und kaum durchscheinend, an ihrer Oberfläche sind sie mit eigentümlich herablaufenden, ziemlich breiten Rippen verziert, zur genauen Beobachtung aber sind diese wegen ihrer Erodierung nicht geeignet. Die mit den Muschelrändern parallel herablaufende Grenzrippe und die beiden aus dieser in der Mitte entspringenden halbkreisförmigen Rippenäste setzen in einem gemeinsamen Stamme fort. Aus dem am hinteren Rande der Grenzrippe sich hinziehenden Teil schließt sich eine stumpfbogige Rippe den halbkreisförmigen Rippenästen an. Die aus den einzelnen Rippen sich verzweigenden kurzen Seitenrippen-Zweige, die sicherlich mit einander zusammenhangen, mögen die Oberfläche netzartig verziert haben. Muskeleindrücke sind sechs vorhanden.

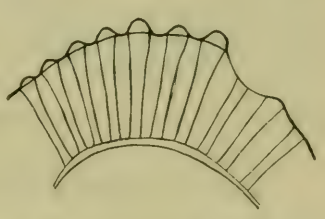


Fig. 34. *Cythereis Kochi* n. sp. Vordere Randspitze $^2/_6$ R.

An der vorderen Randspitze sieht man nur eine schmale innere Kutikularschichte, während die äußere fehlt. Die entfernt gestellten, gerade herablaufenden Porenkanäle sind ungemein breit (Fig. 34.) An

der hinteren Randspitze sind die Porenkanäle ähnlich, eine weitere Beobachtung gestattet die starke Erodierung nicht. Der Schloßapparat weist unter den untersuchten und hier beschriebenen *Cythereis*-Arten die entwickeltesten Strukturverhältnisse auf (Taf. IX, Fig. 13). Unter den beiden mächtigen Zahnhöckern der sich verbreiternden vorderen Gegend sieht man eine gestreckte Zahngrube, während in der hinteren Gegend nur ein, gleichfalls kräftiger Zahnhöcker vorhanden ist. Die Schloßleiste verbreitert sich gegen die rückwärtige Partie hie allmählig, die auf ihr befindlichen zahlreichen Querzähnchen haben gemeinsame Basis (Taf. IX, Fig. 13 *a*). Die Größe und Entfernung dieser Zähnchen von einander gegen die hintere Partie des Schloßapparates hin nimmt gleichförmig zu.

An *Cythere emaciata* Brady[1] finden wir nahezu gleiche Oberflächen-Verzierung. Von der Seite betrachtet, steht die hier beschriebene Art der *Cythere fimbriata* Münst.[2] und der *Cythere lauta* G. S. Brady[3] nahe, läßt sich aber mit keiner von diesen identifizieren. Der Bau der Muschelränder und das Schloßapparates weisen mit Sicherheit auf das Genus *Cythere* hin, innerhalb dessen die von mir untersuchten Exemplare nur als neue Art betrachtet werden können.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 Meter der Bohrung).

17. Cythereis Kochi n. sp. var. recondita n. var.

(Taf. VIII, Fig. 14—15, Textfig. 35 *a—c* und 4 *g*.)

Länge: 0·70 mm, Durchmesser: 0·36 mm, Höhe: 0·18 (0·36) mm.

Die Muscheln stimmen in der Seitenansicht (Taf. VIII, Fig. 14—15) und in der Ansicht von oben (Fig. 35 *a*), sowie in der äußeren Verzierung mit *Cythereis Kochi* fast ganz überein. Sie sind etwas dickwandig und durchscheinend. In der Mitte der Muscheln sind sechs Muskeleindrücke vorhanden.

An den Randspitzen fehlt sowohl die äußere, wie die innere Kutikularschichte vollständig. Die dichter angeordneten Porenkanäle sind gerade herablaufend und schmal, an der hinteren Randspitze verschmälert sich ihr distaler Teil ganz (Fig. 35 *b—c*).

[1] G. S. Brady, H. W. Crosskey und D. Robertson: Monogr. Posttertiary Entom. Scotl. etc. . . . London, 1874. T. 9, F. 14.

[2] G. Capeder: Contrib. a. stud. degli Entom. d. ter. pliocenici d. Piemonte e. d. Liguria. Torino, 1900. Atti d. R. Acc. d. Sc. p. 64. T. 35, F. 8 *a—c*.

[3] G. S. Brady: Rep. on the Ostr. dredged by H. M. S. Challenger . . . 1880. London. p. 85, T. 21, F. 4 *a—d*.

Der Schloßapparat der rechten Muschel verbreitert sich in der vorderen Gegend, auf ihm sitzt ein in der Mitte sich einschnürender Zahnhöcker und darunter befindet sich eine kleine elliptische Grube. In der hinteren Gegend entwickelte sich nebst dem größeren Zahn-

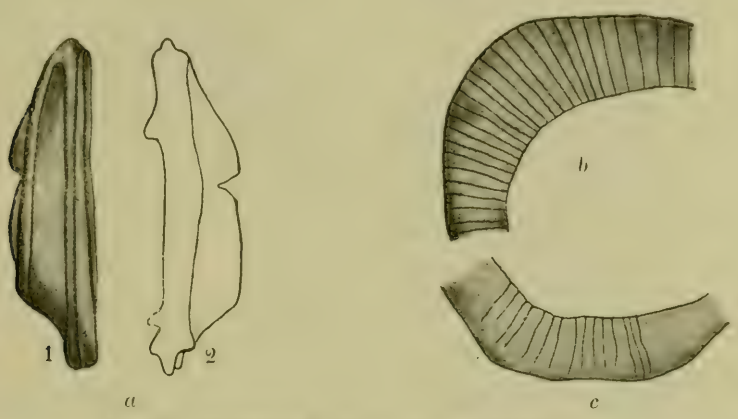


Fig. 35. *Cythereis Kochi* n. sp. v. *recondita* n. v.
a=Muscheln in der vorderen (1) und rückwärtigen (2) Daraufsicht $^2/_3$ R., *b*=Vordere Randspitze $^2/_6$ R., *c*=Hintere Randspitze $^2/_6$ R.

höcker noch ein kleinerer Nebenzahn. Die Schloßleiste zieht am äußeren Saum des Muschelrandes hin, aber ohne die für *Cythereis Kochi* so charakteristische Struktur (Textfig. 4 *g*).

Diese Art gleicht einigermaßen der *Cytheridea turbida* G. W. Müll.,[1] mehr noch aber der *Cythereis ramosa* Lkls.,[2] mit denen ich sie aber nicht identifizieren kann.

Im Hinblick auf die Form und die Verzierung der Muscheln steht diese Art der *Cythereis Kochi* zunächst und auf Grund der oben skizzierten Unterschiede kann ich sie nur als Varietät d. *C. Kochi* betrachten.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20 – 196·50 m. der Bohrung).

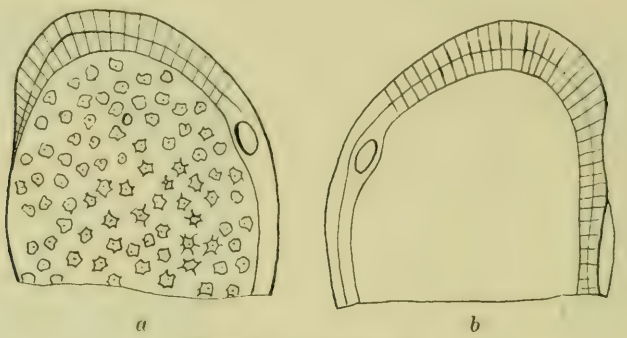
18. Cythereis n. sp.

(Textfig. 36 *a—b*.)

Einige Bruchstücke zeigen, bei gleichem Umriß, eine von den *Cythereis*-Arten wesentlich abweichende Oberflächen-Verzierung. Die

[1] G. W. Müller: Ostr. d. Golfes v. Neapel 1894, p. 361, T. 30.
[2] E. Lienenklaus: Ostr. d. Mainzer Tertiärbeckens. 1905. Frankfurt a. M. T. 3, F. 16 *a—b*.

äußere Wandung der etwas dicken, aber gut durchscheinenden Muscheln ist mit unregelmäßig angeordneten, eigentümlich sternförmigen Gruben verziert, zwischen denen das kantenartig schwach sich erhebende Netz vollkommen zusammenhängend ist.



a *b*

Fig. 36. *Cythereis* sp.

a = Linke Muschel seitlich von außen (²/₃ R.), *b* = Linke Muschel seitlich von innen (²/₃ R.).

In der Mitte der schwach lichtbrechenden Gruben markiert je ein dunkler Punkt den Ursprungsort der einstigen Borsten (Fig. 36 *a*).

Diese *Cythereis*-Form erinnert zum Teil an *Cythere decipiens* Lkls.,[1] mit der sie aber nicht vereinbar ist.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·30—196·50 m. der Bohrung).

6. Gen. *Cytherideis* Jones.

1. Cytherideis perangusta n. sp.

(Taf. VIII, Fig. 19—20, Textfig. 37 *a—c*, Taf. IX, Fig. 14.)

Länge: 0·66 mm, Durchmesser: 0·30 mm, Höhe: 0·14 (0·28) mm.

Die vordere Randspitze ist viel höher als die hintere, spitz gerundet und während sie in den Muschelrand der Bauchseite unmerklich übergeht, erfolgt dieser Übergang gegen die Rückseite allmählig. Der Muschelrand der Bauchseite buchtet sich in der Mitte stark ein. Der Bogen des Muschelrandes der Rückseite wölbt sich in der Mitte heraus. Die hintere Randspitze ist stumpf gerundet (Taf. VIII, Fig. 19—20). Von oben zeigen die Muscheln die Gestalt einer gestreckten Ellipse,

[1] E. Lienenklaus: Monogr. d. nw. deutsch. Tertiärs. Zeitschr. d. d. geol. Ges. Berlin, 1894. T. 13, F. 8 *b—c*.

die vordere Spitze der gleichmäßigen Seitenlinie ist viel spitzer zugerundet als die hintere (Fig. 37 *a*).

Die Schale ist dünnrandig, gut durchscheinend, mit nicht genau wahrnehmbarer netzförmiger Verzierung. Muskeleindrücke sind sechs vorhanden, von denen die vier ovalen Schloß-Muskeleindrücke in einer Reihe, die darüber befindlichen zwei mandibularen in schiefer Linie angeordnet sind (Fig. 37 *b*).

Auf die schmale äußere Kutikularschichte der vorderen Randspitze folgen zwei breitere, schwach lichtbrechende Streifen, welche, wie es scheint, mit der Porenkanal-Zone verschmelzen. Die gerade herablau-

Fig. 37. *Cytherideis perangusta* n. sp.
a = Linke Muschel von oben $^2/_3$ R., *b* = Muskeleindrücke $^2/_3$ R., *c* = Vordere Randspitze $^5/_4$ R.

fenden Porenkanäle sind kurz und verschmälern sich an ihrem distalen Teile, während sie am basalen Teile eine ungleichförmige Einbuchtung zeigen. Die innere Kutikularschichte ist in der Mitte am höchsten und fein punktiert (Fig. 37 *c*). Der Schloßapparat der linken Muschel bildet in der vorderen Gegend eine lange Vertiefung, in der hinteren Gegend aber zeigt er eine elliptische Grube. Die Schloßleiste ist schmal und zieht unmittelbar am inneren Saum des Muschelrandes hin (Taf. IX, Fig. 14).

In der Struktur der Porenkanal-Zone gleicht diese Art *Sclerochilus aequus* G. W. Müll.,[1] von der Seite einigermaßen der *Cytheridea rubra* G. W. Müll.,[2] näher steht sie, die Daraufsicht und Verzierung

[1] G. W. Müller: Ostr. d. Golfes v. Neapel, p. 284, T. 16, F. 4.
[2] Ebenda, p. 360, T. 30, F. 26.

in Betracht gezogen, der *Cytheridea elongata* BRADY,[1] mit diesen aber kann ich sie nicht identifizieren. Die Form der Muscheln, der Bau der Randspitzen und des Schloßapparates verweisen auf das Geschlecht *Cytherideis*. Mit *Cytherideis longissima* MÉHES[2] stimmt sie nahezu überein, der auffallenden Unterschiede halber aber sind die von mir untersuchten Exemplare mit letzterer nicht identifizierbar.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

2. Cytherideis Farkasi n. sp.

(Textfig. 38 *a—f*.)

Länge: 0·92 mm, Durchmesser: 0·44 mm, Höhe: 0·28 (0·56) mm.

Die Randspitzen sind gleichförmig spitz gebogen. Der Muschelrand der Bauchseite buchtet sich in der Mitte ein, während der der Rückseite stumpf abgerundet ist (Fig. 38 *a—b*). Von oben erscheinen die Muscheln elliptisch, mit gleichmäßiger Seitenlinie, deren vordere Spitze etwas mehr zugespitzt ist (Fig. 38 *c*). Die Muscheln sind dickwandig, kaum durchscheinend, die Oberfläche ist gleichmäßig rauh. Die vier Schloßmuskel-Eindrücke ordnen sich in einer Reihe an, über ihnen sieht man nahe bei einander die beiden mandibularen Mitteleindrücke (Fig. 38 *d*).

Die innere Struktur der Randspitzen weist völlig gleiche Verhältnisse auf. Die äußere Kutikularschichte an der vorderen Randspitze verschmilzt mit der Porenkanal-Zone, während sie an der hinteren Randspitze gut abgeschieden ist. Auffallend ist die starke Entwicklung der inneren Kutikularschichte, sie bildet an der vorderen Randspitze eine viel höhere Randplatte, als an der hinteren. Die gerade herablaufenden Porenkanäle verschmälern sich distal, an ihrem basalen Teile hängen sie mit etwas ungleichmäßigen Einbuchtungen mit einander zusammen (Fig. 38 *e—f*).

Der Schloßapparat stimmt im wesentlichen mit jenem der *Cytherideis perangusta* überein, nur daß die ausgesprochen kanalartige Vertiefung der vorderen Partie auch an der Schloßleiste hinzieht und sich der einzigen runden Grube der hinteren Partie anschließt.

Diese Art zeigt nahe Verwandschaft mit *Cytherideis perangusta*, ich kann sie aber der Unterschiede wegen, die sie im Bau der Rand-

[1] G. S. BRADY, CROSSKEY u. ROBERTSON: Mon. Posttertiary Entom.... London, 1874. T. 9, F. 10—11.

[2] J. MÉHES: Adatok M. pliocén ostr. (Beitr. z. Kenntn. d. plioz. Ostr. Ung.), 1908, p. 566—67. T. 10, F. 24—25.

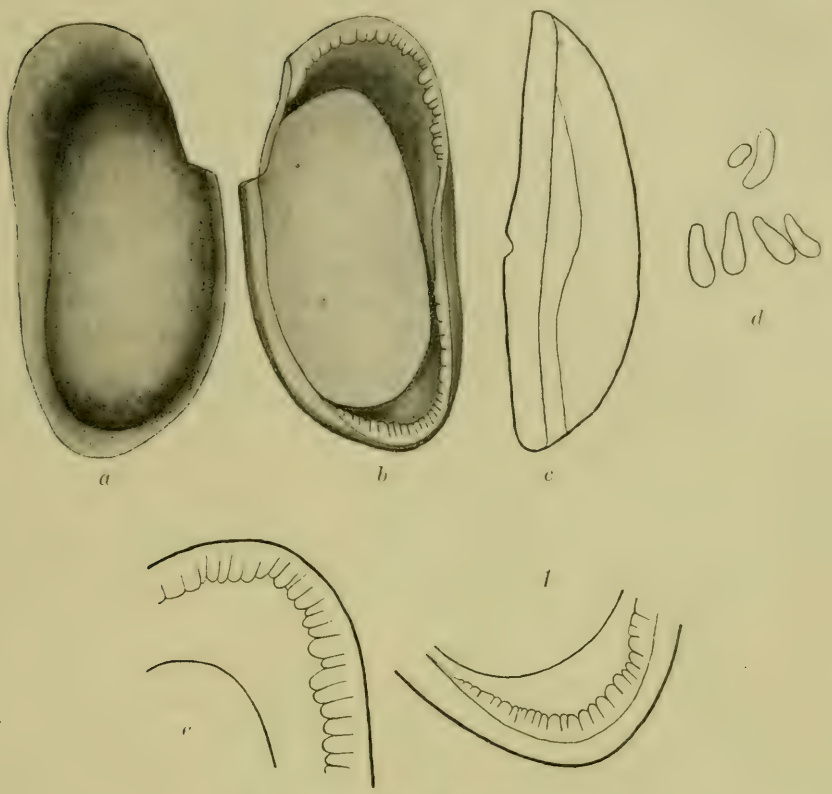


Fig. 38. *Cytherideis Farkasi* n. sp.

a = Linke Muschel, seitlich, von außen $^2/_3$ R., *b* = Linke Muschel, seitlich, von innen $^2/_3$ R., *c* = Linke Muschel seitlich, von oben gesehen $^2/_3$ R., *d* = Muskeleindrücke $^2/_6$ R., *e* = Vordere Randspitze $^5/_4$ R., *f* = Hintere Randspitze $^5/_4$ R.

spitzen des Schloßapparates zeigt, mit letzterer nicht vereinigen, sondern betrachte sie als eine neue Art des Geschlechtes *Cytherideis*.

Fundort: Balatonföldvár, mediterran (192·20—196·50 m der Bohrung).

*

Die *Cypridae* und *Cytheridae* des Untersarmatisch und Obermediterran Ungarns vertreten an den erwähnten Fundorten innerhalb der acht Geschlechter (*Pontocypris, Candona, Loxoconcha, Cythere, Cytheridea, Cytheridella, Cythereis* und *Cytherideis*) 41 Arten. Die fossilen Formen des Geschlechtes *Cytheridella* waren von dem Gebiete Ungarns bisher unbekannt.

Von den 41 Arten erwiesen sich 25 als ganz neu, 12 bekannten gegenüber. Außer diesen waren die Artencharaktere je einer dem Genus *Pontocypris*, *Loxoconcha*, *Cytheridea* und *Cythereis* eingereihten Form nicht genau festzustellen. Von den bekannten Arten kommen *Pontocypris declivis* G. W. Müll., *Cytheridea perforata* Röm., *Cytheridea papillosa* Bosqu., *Cytheridea punctillata* G. S. Brady und *Cythereis convexa* Baird als lebende Formen im Mittelländischen Meer etc. vor.

Aus den zoologischen Resultaten, die ich im Verlaufe meiner Untersuchungen feststellen konnte, lassen sich sehr interessante geologische Folgerungen ableiten, sowohl diese aber als auch die Beschreibung der Fundorte und die eingehende Charakteristik der Fauna kann ich erst dann mitteilen, wenn ich das neuerdings mir zur Verfügung gestellte Untersuchungsmaterial ergänzungsweise aufgearbeitet haben werde.

TAFEL V.

Seite

Fig. 1— 3. *Pontocypris declivis* G. W. Müll. 96
1. Rechte Muschel seitlich, von außen betrachtet. — Reich. $^3/_2$.
2. « « « « innen « — Reich. $^3/_2$.
3. « « « oben « — Reich. $^3/_2$.

« 4— 6. *Candona martoniensis* Méhes. 99
4. Linke Muschel von der Seite u. v. außen gesehen. — Reich. $^3/_3$.
5. « « « « « « innen « — Reich. $^3/_3$.
6. « « « « « von oben « — Reich. $^2/_3$.

« 7— 8 *Loxoconcha Szontaghi* n. sp. 100
7. Linke Muschel von der Seite u. v. außen betrachtet. — Reich. $^2/_3$.
8. « « « oben gesehen. — Reich. $^2/_3$.

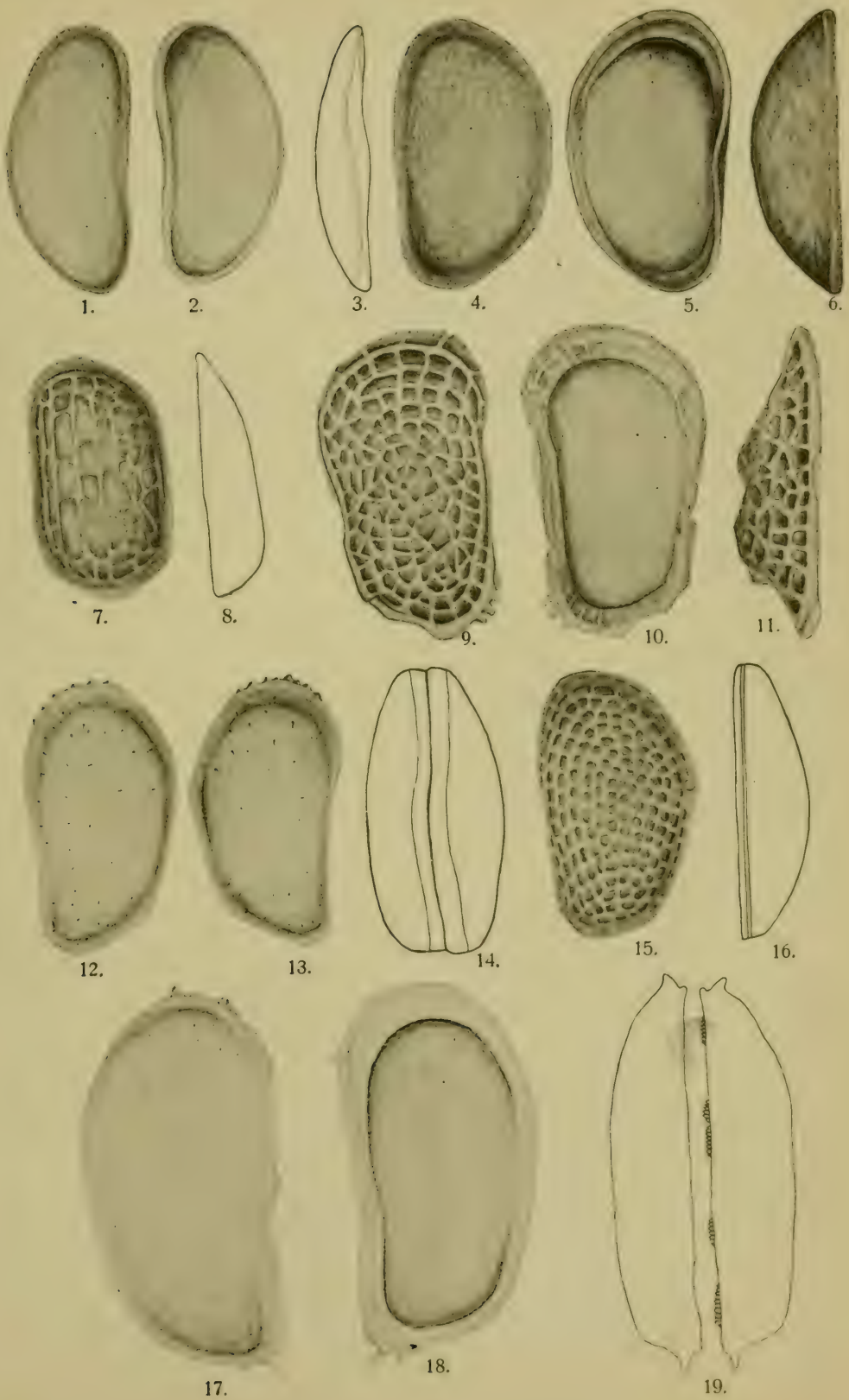
« 9—11. *Cythere cancellata* Lkls. 103
9. Rechte Muschel von der Seite u. v. außen betrachtet. — Reich. $^2/_3$.
10. « « « « « « innen « — Reich. $^2/_3$.
11. « « « oben gesehen. — Reich. $^2/_3$.

« 12—14. *Cytheridea hungarica* n. sp. 104
12. Linke Muschel von der Seite u. v. außen gesehen. — Reich. $^2/_3$.
13. Rechte « « « « « « « — Reich. $^2/_3$.
14. Muscheln von oben betrachtet. — Reich. $^2/_3$.

« 15—16. *Cytheridea perforata* Römer 109
15. Linke Muschel von der Seite, von außen betrachtet. — Reich. $^2/_3$.
16. « « « oben gesehen. — Reich. $^2/_3$.

« 17—19. *Cytheridea gigantea* n. sp. 115
17. Rechte Muschel von der Seite u. v. außen betrachtet. — Reich. $^2/_3$.
18. « « « « « « innen « — Reich. $^2/_3$.
19. « « « oben, vom Ventral- u Dorsalrand betrachtet. — Reich. $^2/_3$.

Die sämtlichen Exemplare sind in den Sammlungen der kgl. ung. geologischen Reichsanstalt niedergelegt.



Ad nat. del. Zalányi Béla.

TAFEL VI.

Seite

Fig. 1— 3. *Cytheridea Entzi* n. sp. — — — — — — — — — — — — 106
1. Linke Muschel von der Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^3/_3$.
2. « « « « « « innen « — REICH. $^3/_3$.
3. « « « oben betrachtet. — REICH. $^3/_3$.

« 4— 5. *Cytheridea punctillata* G. S. BRADY — — — — — — — — 113
4. Rechte Muschel von der Seite u. v. außen betrachtet. — REICH. $^2/_3$.
5. « « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.

« 6— 8. *Cytheridea Krenneri* n. sp. — — — — — — — — — — 107
6. Linke Muschel von der Seite u. v. außen betrachtet. — REICH. $^2/_3$.
7. « « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
8. « « « oben betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

« 9—11. *Cytheridea punctillata* G. S. BRADY var. *sarmatica* n. var. — — 114
9. Linke Muschel von der Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_2$.
10. « « « « « « innen « — REICH. $^2/_2$.
11. « « « oben gesehen. — REICH. $^2/_2$.

« 12—14. *Cytheridea Dérii* n. sp. — — — — — — — — — — — 117
12. Linke Muschel von der Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
13. « « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
14. « « « oben betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

« 15—17. *Cytheridea* sp. — — — — — — — — — — — — — 121
15. Rechte Muschel von der Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
16. « « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
17. « « « oben gesehen. — REICH. $^2/_3$.

« 18—20. *Cytheridea torosa* (JONES) var. *lenta* n. var. — — — — — — 120
18. Linke Muschel von der Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
19. « « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
20. « « « oben, vom dorsalen u. ventralen Rand betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

Die sämtlichen Exemplare befinden sich in den Sammlungen der kgl. ung. geologischen eichsanstalt.

Ad nat. del. Zalányi Béla.

TAFEL VII.

Seite

Fig. 1—3. *Cytheridella mediterranea* n. sp. — — — — — — — — — — 122

1. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
2. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
3. « « von oben betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

« 4—10. *Cythereis Méhesi* n. sp. — — — — — — — — — — — 123

4. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
5. Rechte « « « « « « — REICH. $^2/_3$.
6. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
7. Muscheln von oben betrachtet. — REICH. $^2/_3$.
8. Junges Exemplar, linke Muschel v. d. Seite u. außen betrachtet. — REICH. $^2/_3$.
9. Junges Exemplar, rechte Muschel v. d. Seite u. innen betrachtet. — REICH. $^2/_3$.
10. Junges Exemplar, rechte Muschel, von oben betrachtet. REICH. $^2/_3$.

« 11—13. *Cythereis balatonica* n. sp. — — — — — — — — — — 126

11. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
12. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
13. « « von oben gesehen. — REICH. $^2/_3$.

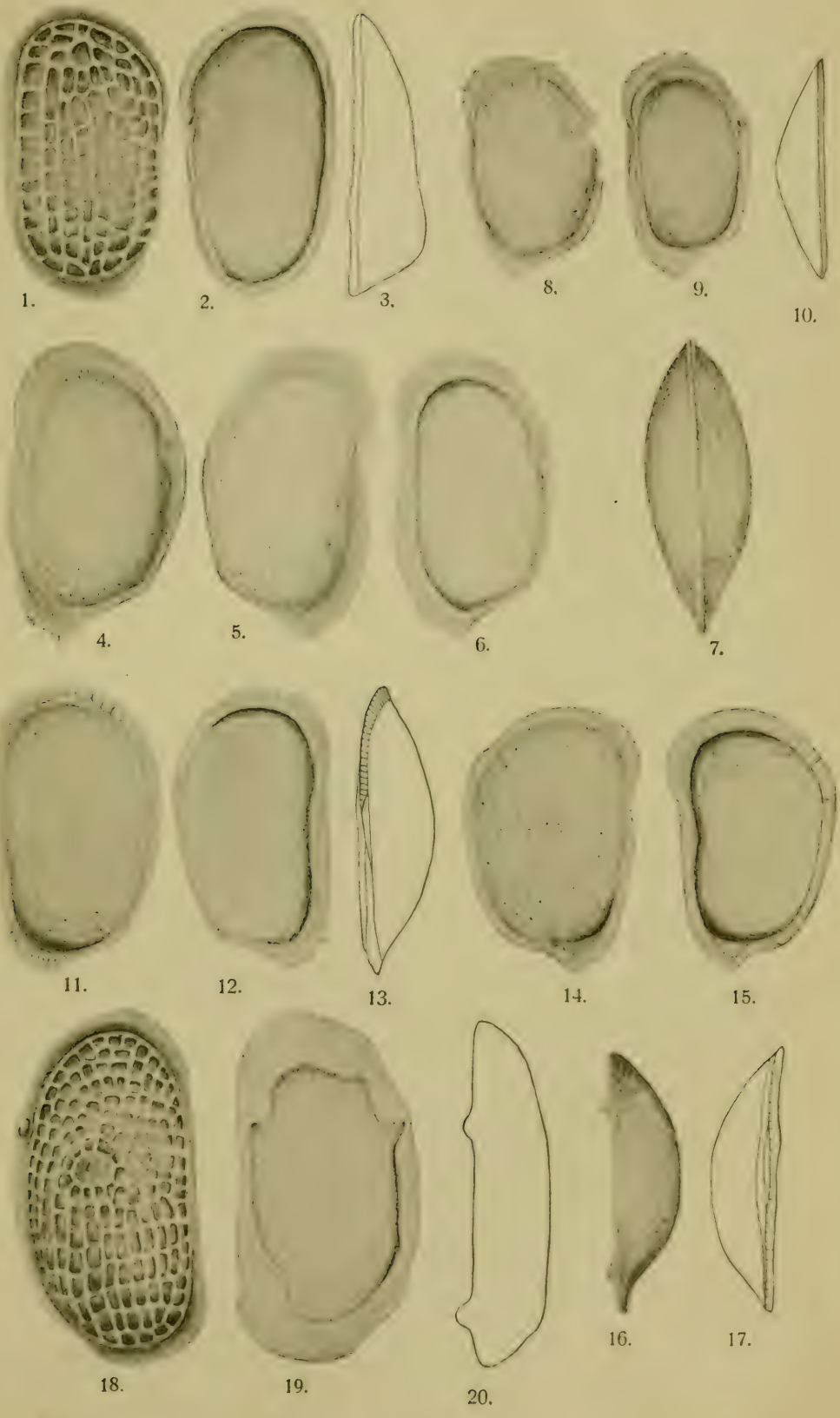
« 14—17. *Cythereis subangusta* n. sp. — — — — — — — — — — 129

14. Rechte Muschel von d. S. u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
15. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
16., 17. Rechte Muschel von oben, v. dorsalen u. ventralen Rand aus betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

« 18—20. *Cythereis Dadayi* n. sp. — — — — — — — — — — 143

18. Rechte Muschel von d. S. u. v. außen betrachtet. — REICH. $^2/_3$.
19. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
20. « « « oben betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

Die sämtlichen Exemplare befinden sich in den Sammlungen der kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt.


1.
2.
3.
8.
9.
10.
4.
5.
6.
7.
11.
12.
13.
14.
15.
16.
17.
18.
19.
20.

TAFEL VIII.

Seite

Figur 1—3. *Cythereis Schréteri* n. sp. — — — — — — — — — — — — 130
1. Rechte Muschel v. d. Seite u. v. aussen gesehen — REICH. $^2/_3$.
2. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
3. « « von oben gesehen. — REICH. $^2/_3$.

« 4—5. *Cythereis expunctata* n. sp. — — — — — — — — — — — — 134
4. Rechte Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_4$.
5. « « von oben gesehen. — REICH. $^2/_4$.

« 6—7. *Cythereis Lóczyi* n. sp. — — — — — — — — — — — — 142
6. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
7. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.

« 8—10. *Cythereis perforata* n. sp. — — — — — — — — — — — — 141
8. Rechte Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
9. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
10. « « von oben betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

« 11—13. *Cythereis Kochi* n. sp. — — — — — — — — — — — — 145
11. Rechte Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
12. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
13. « « von oben betrachtet. — REICH. $^2/_3$.

« 14—15. *Cythereis Kochi* n. sp. var. *recondita* n. var. — — — — — — 146
14. Rechte Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
15. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.

« 16—18. *Cythereis Vadászi* n. sp. — — — — — — — — — — — — 139
16. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
17. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
18. « « von oben gesehen. — REICH. $^2/_3$.

« 19—20. *Cytherideis perangusta* n. sp. — — — — — — — — — — — — 149
19. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
20. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.

Sämtliche Exemplare sind in den Sammlungen der kgl. ung. geologischen Reichsanstalt niedergelegt.

Ad nat. del. Zalányi Béla.

TAFEL IX.

Seite

Figur 1—3. *Loxoconcha* sp. — — — — — — — — — — — — — — — — 102
1. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_4$.
2. « « « « « innen « — REICH. $^2/_4$.
3. « « von oben betrachtet. — REICH. $^2/_4$.

« 4—5. *Cythere elegantissima* LKLS. (?) — — — — — — — — — — 104
4. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
5. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.

« 6—8. *Cytheridea rubra* G. W. MÜLL. var. *sera* n. var. — — — — — 118
6. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^3/_2$.
7. « « « « « innen « — REICH. $^3/_2$.
8. « « von oben betrachtet. — REICH. $^3/_2$.

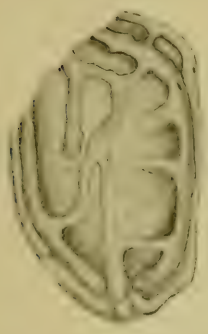
« 9—11. *Cythereis sarmatica* n. sp. — — — — — — — — — — — 127
9. Linke Muschel v. d. Seite u. v. außen gesehen. — REICH. $^2/_3$.
10. « « « « « innen « — REICH. $^2/_3$.
11. « « von oben betrachtet, — REICH. $^2/_3$.

« 12. *Cythereis Dadayi* n. sp. — — — — — — — — — — — 144
12. Rechte Muschel, Schloßapparat. — REICH. $^5/_4$.

« 13—13*a* *Cythereis Kochi* n. sp. — — — — — — — — — — — 146
13. Rechte Muschel, Schloßapparat. — REICH. $^3/_4$.
13*a* « « untere Partie der Schloßleiste vergrößert. — REICH. $^5/_4$.

« 14. *Cytherides perangusta* n. sp. — — — — — — — — — — 149
14. Linke Muschel, Schloßapparat. — REICH. $^3/_4$.

Die sämtlichen Exemplare sind in den Sammlungen der kgl. ung. geologischen Reichsanstalt niedergelegt.

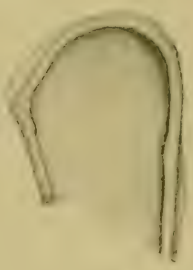


1.

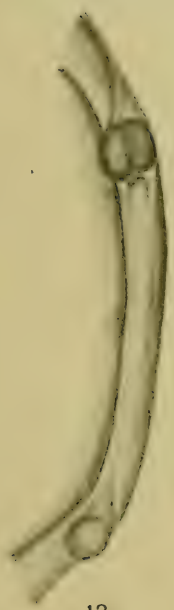
2.

3.

4.



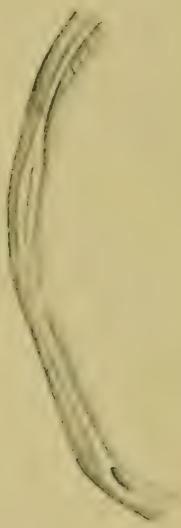
5.



12.

13.

13a.



14.

6.

7.

8.

9.

10.

11.

Ad nat. del. Zalányi Béla.

5.

DIE PALÄODYAS VON MRZLA-VODICA IN KROATIEN.

VON

Dr. VIKTOR VOGL.

MIT 5 TEXTFIGUREN.

December 1913

EINLEITUNG.

Gelegentlich der Kartierungsarbeiten, die im kroatischen Karste seit dem Sommer 1910 im Gange sind, sammelte ich in der Gesellschaft des Herrn Dr. Theodor Kormos im Laufe der Sommer des Jahres 1910 und 1911 des öfteren an dem altbekannten Fundorte Mrzla-Vodica im Komitate Modrus-Fiume in den dortigen sandig-tonigen Gesteinen. Diese Gesteine wurden bei der übersichtlichen Aufnahme von den österreichischen Geologen, namentlich von Foetterle, ebenso wie die petrographisch ganz identen Sedimente der Umgebung von Fužine zum Karbon gestellt. Foetterle[1] zählt aus den Schichten von Mrzla-Vodica *Spirifer, Productus, Orthis* und *Encriniten*-Stielglieder auf, auf Grund deren er die Bildung mit den Schichten von Bleiberg parallelisiert.

Die in Rede stehenden Sedimente stellen, soweit uns bisher bekannt ist, die älteste Bildung unseres Gebietes dar. Wie sich aus den noch nicht abgeschlossenen Kartierungsarbeiten ergibt, treten sie in zwei größeren, zusammenhängenden Partien auf. Die eine erstreckt sich in der Umgebung von Fužine, die zweite hingegen in der Gegend von Mrzla-Vodica, nördlich von der ersteren. Die beiden Partien hängen zutage nicht zusammen, wie dies auf der übersichtlichen Karte seiner Zeit angegeben wurde, sondern sie werden südlich von der Ortschaft Mrzla-Vodica durch Dolomitmassen getrennt. Dieser Dolomit scheint freilich bloß einen Erosionsrest der alten zusammenhängenden Triasdecke darzustellen, da die Gesteine der Paläodyas in tieferen Wasserrissen auch hier aufgeschlossen erscheinen.

Petrographisch handelt es sich überwiegend um sandig-glimmerige, zumeist dunkelbraune Gesteine, die bald ungeschichtet, bald bänkig, plattig, gewöhnlich jedoch schieferig sind. Besonders in der Umgebung von Fužine sind auch grobe Konglomerate nichts seltenes, die im Friedhofe der Ortschaft, sodann hauptsächlich im Mala-Voda genannten Graben ausgebildet sind.

Die Lagerung unserer Bildung ist natürlich ziemlich gestört, die von Schritt auf Tritt wechselnde Fallrichtung läßt eine heftigere Fal-

[1] Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt Bd. VI, Verhandlungen, Seite 417.

tung vermuten, wie dies ja bei der petrographischen Beschaffenheit dieser Gesteine, sowie in Anbetracht des Umstandes, daß wir uns sozusagen im Kerne des Gebirges befinden, nicht weiter verwunderlich ist.

An Fossilien ist die Paläodyas des kroatischen Litorales unseren bisherigen Beobachtungen nach überaus arm. So fand sich zum Beispiel in der Umgebung von Fužine bisher überhaupt nichts brauchbares. Es ist wohl hier — in der Ortschaft selbst, nächst der Apotheke — ein an fossilen Pflanzenresten sehr reicher, ausnahmsweise ziemlich heller Schiefer bekannt, doch konnten wir daraus bisher noch kein brauchbares Material sammeln.

Hier muß noch bemerkt werden, daß wir im Sommer 1912 in der Gesellschaft des Herrn Direktors L. v. Lóczy an der südwestlichen, der Ortschaft Fužine zugewendeten Lehne der Mačkovica eifrig nach Fossilien suchten, außer unbestimmbaren Crinoiden-Stielgliedern jedoch nichts fanden.

Ebenso arm an Fossilien ist nach unseren bisherigen Beobachtungen auch das Vorkommen von Mrzla-Vodica, nur an einem einzigen Punkte fanden wir hier Fossilien. Dieser Fundort liegt nördlich von der Ortschaft, kaum einige hundert Schritte weit von der Kirche, an der nach Crnilug führenden Straße. Hier kommt in dem im allgemeinen ziemlich sandigen Gestein ein graubrauner, tonig-glimmeriger, minder sandiger Schiefer vor, der ziemlich viel, wenn auch nicht besonders gut erhaltene Fossilien lieferte. Bemerkenswert ist übrigens, daß die Fossilien auch hier nur auf eine ziemlich dünne Schicht beschränkt sind.

Die Bestimmung der organischen Reste stieß in Budapest infolge ihrer schlechten Erhaltung, ferner in Ermangelung der nötigen Literatur und eines Vergleichmaterials an ziemlich große Schwierigkeiten, weshalb ich mich mit Erlaubnis und materieller Unterstützung der Direktion der kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt nach Breslau begeben konnte, wo mir im Institute des Herrn Prof. Dr. Fr. Frech sowohl Literatur als auch Vergleichsmaterial zur Verfügung stand.

Indem ich der Direktion der kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt für meine Entsendung meinen besten Dank ausspreche, kann ich nicht umhin, auch des Herrn Prof. Dr. Fr. Frech mit Dankbarkeit für die in seinem Institut gewährte Gastfreundschaft zu gedenken. Zu großem Dank hat mich auch Herr Assistent Dr. O. E. Meyer verpflichtet, der mir bei Beschaffung der nötigen Literatur des öfteren an die Hand ging, besonders aber Herr Privatdozent Dr. Carl Renz, der meine Arbeit mit großem Interesse verfolgte und mir bei Beschaffung der Literatur und des nötigen Vergleichsmaterials gar oft behilflich war.

Ich nahm nur einen Teil unserer Sammlung von Mrzla-Vodica nach Breslau, nämlich nur jene Stücke, von denen ich glaubte annehmen zu dürfen, daß sie zumindest annähernd zu bestimmen sein werden. Als ich sodann an die Arbeit schritt, zeigte es sich, daß auch noch von diesen Exemplaren viele als unbestimmbar bei Seite gelegt werden müssen, und das Endergebnis war, daß von der verhältnismäßig umfangreichen Sammlung insgesamt nur zehn Formen wenigstens generisch bestimmt werden konnten.

Als ich nach Beendigung meiner Arbeit heimkehrte, erfuhr ich, daß auch das Nationalmuseum in Zagreb eine Fossilsuite aus Mrzla-Vodica besitzt. Herr Hofrat Prof. Dr. K. Gorjanović-Kramberger hatte die Güte, mir dasselbe auf meine Bitte zur Bearbeitung zu überlassen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank ausspreche. Der Fundort des Zagreber Materiales ist mir nicht genauer bekannt doch stimmt dasselbe betreffs seiner Gesteinsbeschaffenheit, der Erhaltung der Fossilien, sowie auch hinsichtlich der Zusammensetzung der Fauna vollkommen mit unserem Material überein. Auch diese Sammlung enthält viel Unbestimmbares, der größte Teil der bestimmbaren Formen gehört zu Arten, die auch in unserer Sammlung vertreten sind, und es fand sich nur ein einziges solches Fossil, das in unserem Material nicht vorkommt. Damit steigt die Anzahl der von Mrzla-Vodica bekannten Arten auf elf.

Daß aus den verhältnismäßig recht ansehnlichen Sammlungen bloß eine so geringe Anzahl von Formen wenigstens annähernd bestimmt werden konnte, daran trägt nicht allein der Umstand die Schuld, daß die Exemplare durchwegs schlecht erhalten, platt gedrückt sind, sondern in nicht geringem Maße auch das Übel, daß bei dem sandig-tonigen Gesteinsmaterial an Lobenpräparate nicht zu denken war, wodurch die Bestimmung der Cephalopoden, von einzelnen Ausnahmefällen abgesehen, schon von allem Anfang an unsicher war. Besonders gilt dies für Formen, die — wie z. B. die bei Mrzla-Vodica ziemlich häufigen *Popanoceraten* — keine besonders charakteristische Skulptur besitzen, und bei deren Bestimmung man sich, abgesehen von der Lobenlinie, nur auf die äußere Erscheinung stützen kann.

Wenn ich nicht in der günstigen Lage gewesen wäre, meine Exemplare mit von Renz gesammelten Originalen von Sosio in Sizilien, sowie mit mehreren von Wiener Originalen angefertigten Gipsen zu vergleichen, so wäre das Resultat auch bei einem viel größeren Aufwand von Mühe noch geringer gewesen. So gelang es mir — wie erwähnt — 11 Formen, zum größeren Teil ziemlich annähernd, zu be-

stimmen, welche die Altersstellung der Bildung in ganz befriedigender Weise fixieren.

Nach all diesem will ich jetzt auf die Besprechung der nachgewiesenen Arten übergehen.

PALÄONTOLOGISCHER TEIL.

I. PLANTAE.

In den Paläodyasbildungen des kroatischen Karstes kommen nicht selten auch Pflanzenreste vor. Durch Reichtum an fossilen Pflanzen zeichnet sich — wie bereits erwähnt wurde — besonders der bei der Apotheke in Fužine aufgeschlossene, heller gefärbte sandig-glimmerige Schiefer aus, obwohl derartige Reste nicht nur auf diesen einzigen Punkt beschränkt sind, sondern sowohl bei Fužine als auch in der Umgebung von Mrzla-Vodica auch anderweitig sporadisch auftreten. An unserem Fundort bei Mrzla-Vodica sammelten wir zwei Pflanzenreste. Der eine ist der Abdruck eines Stengels, über welchen sich nichts weiter sagen läßt, während das andere Fossil von Herrn Dr. A. Lingelsheim, Privatdozenten an der technischen Hochschule in Breslau untersucht worden ist; leider konnte jedoch auch dieser Rest nicht genauer bestimmt werden. Nach Herrn Dr. Lingelsheim handelt es sich entweder um eine Stigmaria oder um den Blattstiel irgend eines Farrenblattes.

In der mir aus Zagreb zugekommenen Sammlung fand sich jedoch auch ein besser erhaltenes Pflanzenfossil. Herr Sektionsgeologe Dr. G. v. László, der die Bestimmung desselben freundlichst auf sich nahm, fand, daß dasselbe mit *Neuropteris flexuosa* Sternb. ident ist. Diese Art ist in dem Oberkarbon Südungarns sehr häufig.[1]

[1] Hier sei es mir gestattet, Herrn Privatdozenten Dr. A. Lingelsheim, sowie Herrn Sektionsgeologen Dr. G. v. László für die Mühe, der sie sich durch die Bestimmung der Pflanzenreste von Mrzla-Vodica unterzogen, meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

II. ANIMALIA.

a) Brachiopoda.

Productus longispinus Sow.

1900. *Productus longispinus* Schellwien: Die Fauna der Trogkofelschichten in den karnischen Alpen und den Karawanken. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. XVI, Heft 1, Seite 55.

Diese Art ist bei Mrzla-Vodica ziemlich häufig. Unsere Sammlung umfaßt vier mehr oder weniger verdrückte Exemplare und ebensoviele sah ich in der Mrzla-Vodica-Sammlung des Nationalmuseums in Zagreb. Betreffs der Skulptur stimmen all diese Exemplare vollständig mit den Abbildungen Schellwiens überein; Sinus besitzen sie keinen, weshalb sie zum Typus der Art gestellt werden müssen. Diese Art ist eine der weitest verbreiteten und am wenigsten charakteristischen, dieselbe kommt im Karbon und in der Dyas gleicherweise vor.

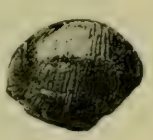


Fig. 1. *Productus longispinus* Sow. aus der Paläodyas von Mrzla-Vodica. (Natürliche Größe.)

*

Außerdem liegt mir von Mrzla-Vodica noch ein Brachiopode vor, der wegen seiner geringen Größe und seiner Abgeriebenheit kaum zu bestimmen ist. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Spirifer, vielleicht um die Art *Spirifer* (oder *Syringothyris*) *Bistritzae* Schellw., die von Schellwien aus den Trogkofelschichten, also aus der Paläodyas beschrieben wurde.

b) Mollusca.

Der Vollständigkeit halber müssen zwei sehr schlecht erhaltene Fragmente aus unserer eigenen Sammlung aufgezählt werden. Es sind dies kleine Fragmente einer glatten pectenartigen Muschel, über die nichts weiter zu berichten ist. Unter den Bivalven der Schichten von Sosio käme bei einem Vergleiche in erster Reihe *Streblopteria pusilla* Schloth. sp.[1] in Betracht. Unbestimmbare Bivalvenreste enthält auch die Sammlung des Nationalmuseums in Zagreb.

[1] Gemmelaro: La fauna dei calcari con fusulina della valle del fiume Sosio nella provincia di Palermo 1887. p. 221, tav. XXIV, fig. 22—24.

c) Cephalopoda.

Gastrioceras sp. (Roemeri Gemm. ?)

Unter diesem Namen soll ein Fragment aus unserer Kollektion angeführt werden. Im übrigen läßt sich nicht viel darüber sagen; seine Skulptur erinnert so ziemlich an jene von *G. Roemeri* Gemm.[1] und seine Identität mit dieser Art gewinnt umsomehr an Wahrscheinlichkeit, als mir auch ein skulpturloses Exemplar vorliegt, das in seiner ganzen Erscheinung, in der Ausbildung seines Nabels mit dem von Gemmelaro Taf. VIII, Fig. 16 abgebildeten juvenilen Exemplar übereinstimmt.

Agathiceras elegans Gemm. sp.

1887. *Adrianites elegans* Gemmelaro: La fauna d. calc. con fusul. d. vall. d. fiume Sosio p. 43. tav. VI, fig. 14—17, tav. VII, fig. 23—24.

Es liegt mir ein ganz kleines Fragment vor, das jedoch auf Grund seiner charakteristischen Skulptur entschieden mit dieser Art identifiziert werden kann. An den Umgängen sind feine, ziemlich gedrängt aneinander gereihte Längsrippen zu sehen, die von gebogenen Querrippen gekreuzt werden, ganz auf die Art, wie dies an den von Gemmelaro abgebildeten Exemplaren zu beobachten ist. Eine ähnliche Skulptur besitzt auch *Agathic. craticulum* Gemm.,[2] sowie auch *Agathic. affinis* Gemm.[3] doch sind diese Formen viel evoluter, während die Nabelweite des Exemplares von Mrzla-Vodica entschieden eher auf *Agath. elegans* deutet.

Diese Art scheint bei Mrzla-Vodica zu den selteneren Erscheinungen zu gehören, da sie in unserer Sammlung nur durch das einzige, beschriebene Fragment vertreten wird, in dem mir aus Zagreb zugekommenen Material aber gänzlich fehlt.

Agathiceras isomorphus Gemm. sp.

1888. *Adrianites isomorphus* Gemmelaro: l. c. appendice, S. 14, Taf. *B*, Fig. 5—7, Taf. *D*, Fig. 9.

Von dieser Art liegen mir mehrere vollständige Exemplare und auch einige Fragmente vor, die — wie die Fossilien von Mrzla-Vodica

[1] Gemmelaro: l. cit. tav. VIII, fig. 15—16.
[2] L. c. appendice S. 15, Taf. *C*, Fig. 16—17, Taf. *D*, Fig. 5.
[3] L. c. appendice S. 16, Taf. *D*, Fig. 6—8.

im allgemeinen — sehr verdrückt sind. Ihre Skulptur deutet immerhin entschieden auf diese Sosio-Form GEMMELAROS, von welcher ein Exemplar auch in der Universitätssammlung in Breslau liegt.

Agathiceras Haueri GEMM. sp.

1888. *Adrianites Haueri* GEMMELARO: l. c. appendice, S. 17, Taf. *C*, Fig. 13—15.

Diese Art wird hier durch ein sehr fragmentares großes Exemplar, ferner mehrere kleinere Fragmente vertreten. Meine Stücke stimmen mit der Beschreibung und den Abbildungen, die GEMMELARO von dieser Spezies gab, dermaßen überein, daß ich nicht säume, meine Exemplare hierher zu stellen, obwohl bemerkt werden muß, daß sich auch einige Unterschiede zu erkennen geben, über deren Bedeutung ich mir einstweilen nicht im Klaren bin, da die schlechte Erhaltung des Materiales kein sicheres Urteil zuläßt. Die eine Abweichung besteht darin, daß die Rippen des kroatischen *Agathiceras Haueri* gegen den Siphonalrand zu gedrängter an einander zu stehen kommen, während dieselben auf den Exemplaren von GEMMELARO überall auf gleiche Distanz verlaufen. Zwei von den Spiralrippen ziehen überdies auf der Form von Sosio an der steilen Nabelwand dahin, während dieselbe an den Exemplaren von Mrzla-Vodica vollkommen glatt, rippenlos ist. Überhaupt beginnen die Rippen hier erst auf eine gewisse Distanz vom Nabel, der von einem ringförmigen Wulst umgeben wird.

Figur 2. *Agathiceras Haueri* GEMM. Mrzla-Vodica. Nat. Größe.

Agathic. Haueri GEMM. ist auch in der Sammlung des Nationalmuseums in Zagreb vertreten.

Genus POPANOCERAS.

Die *Popanoceraten* gehören zu den gewöhnlichsten Formen der Paläodyas. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß dieselben auch in der Fauna von Mrzla-Vodica zu den häufigsten Erscheinungen gehören, infolge ihres wenig charakteristischen Äußeren sind sie jedoch schwer zu erkennen, namentlich wenn die Lobenlinie nicht zu sehen ist, und wenn die Exemplare — wie dies hier ebenfalls der Fall ist — über-

dies noch beträchtlich deformiert sind. Hierauf ist es zurückzuführen, daß sich aus unserem vermutlich reichen Popanoceras-Materiale nur zwei Arten, oder richtiger Gruppen ausscheiden lassen. Die eine derselben will ich als

Popanoceras (Stacheoceras?) I. sp.

bezeichnen. Hierher gehören zwei verdrückte Exemplare aus unserer Sammlung, die ihrem ganzen Habitus, besonders aber ihrer Skulptur nach zur Gattung *Popanoceras* gehören. Die Skulptur besteht aus feinen, zuwachsstreifenartigen Radialrippen, die vom Nabel ausgehend, zunächst nach vorne ziehen, in der Nähe des Siphonalrandes jedoch eine plötzliche Wendung nach hinten machen.

Da die Stücke — wie gesagt — ziemlich deformiert sind, kann ihre Gestalt nicht genau beurteilt werden, immerhin scheint es sich jedoch um eine ziemlich breite, dicke Form zu handeln, so daß die Exemplare wohl zur Untergattung *Stacheoceras* gestellt werden können. Zur artlichen Bestimmung wären jedenfalls besser erhaltene, nicht verdrückte Stücke nötig, da die beschriebene Skulptur ein gemeinsamer Charakter der meisten, oder zumindest sehr vieler *Popanoceraten* ist, demnach also eher als generisches, denn als artliches Merkmal bezeichnet werden kann.

In Form von schlecht erhaltenen Steinkernen kommen solche *Popanoceraten* auch in der Sammlung des Museums in Zagreb vor.

Beide Sammlungen enthalten überdies zahlreiche, vermutlich hierher gehörende Formen, die unter dem Namen

Popanoceras II. sp.

zusammengefaßt werden sollen. Dieselben unterscheiden sich von den soeben besprochenen darin, daß sie skulpturlos sind. Im übrigen sind sie jedoch ebenfalls sehr deformiert und gänzlich unbestimmbar.

Medlicottia (?) croatica n. sp.

Es gelangten aus der Paläodyas von Mrzla-Vodica mehrere fragmentare Exemplare zutage, die ehestens noch mit der von Gemmelaro aus den Schichten von Sosio unter dem Namen *Sicanites* n. sp.[1] beschriebenen Form übereinstimmen.

[1] Gemmelaro: Sosio Taf. V. Fig. 9—11.

Die Stücke scheinen zwar etwas zusammengedrückt zu sein, doch dürfte das Gehäuse schon ursprünglich ziemlich flach gewesen sein. Am Siphonalrande zieht eine ziemlich breite, nicht allzu tiefe Furche dahin, die beiderseits von kräftigen Knoten begleitet wird. Die Knoten sind einander genau gegenübergestellt und greifen kaum auf die Flanken über. Hier, auf den Flanken des Gehäuses sieht man dicht an einander gedrängte Radialrippen, u. zw. so, daß jedem Siphonalknoten zwei, ja zuweilen sogar drei solche Radialrippen entsprechen. Die Rippen sind fragezeichenförmig gekrümmt, u. zw. so, daß die weitere Einbuchtung des ? auf die dem Siphonalrande zu gelegene Partie der Flanke ent-

a *b*

Figur 3. *Medlicottia (?) croatica* n. sp. *a)* von der Seite; *b)* vom Siphonalrande. (Natürliche Größe.)

fällt, und mit ihrer konkaven Seite der Mündung zugewendet zu sein scheint.

Der Nabel, die Lobenlinie ist zwar nicht bekannt, doch genügt die beschriebene Schalenskulptur und die Beschaffenheit des Siphonalrandes schon allein, um die in Rede stehende Art von sämtlichen bisher bekannten Arten leicht unterscheiden zu können. Die nahestehende *Sicanites* n. sp.? Gemmelaros weicht von *Medlicottia (?) croatica* darin ab, daß die Siphonalknoten der ersteren schmäler, länger sind, so daß sie sich in Form von kurzen, dicken Rippen auch auf die Flanken fortsetzen, wo sie durch schmale, verhältnismäßig tiefe Furchen von einander getrennt werden. Die fragezeichenförmigen Rippen hingegen sind kürzer, reichen nur etwa bis in die Mitte der Flanken, wo sie bereits von den rippenartigen Fortsätzen der Siphonalknoten abgelöst werden.

Eine sehr ähnliche Form ist ferner *Medlicottia artiensis* Grüne-

WALDT, die von KARPINSKY aus den ebenfalls paläodyadischen Bildungen von Artinsk im Ural beschrieben worden ist. Jedenfalls unterscheidet sich dieselbe von *M. (?) croatica* n. sp. in mehreren Punkten recht wesentlich; so ist ihre Siphonalfurche um vieles schmäler, die Siphonalknoten sind nicht einander gegenübergestellt, sondern alternierend angeordnet, überdies ist auch die Beschaffenheit der Rippen an den Flanken eine ganz andere als an der kroatischen Art.

M. (?) croatica ist demnach auf Grund ihrer Skulptur unschwer von allen bisher bekannten, verwandten Arten zu unterscheiden, so daß ihre Beschreibung als neue Form ganz berechtigt erscheint. Andererseits kann nicht geleugnet werden, daß die Form in vieler Hinsicht, so betreffs ihres Nabels, ihrer Lobatur gänzlich unbekannt ist. Besonders bedauerlich ist, daß sich die Lobenlinie der Beobachtung entzogen hat, da deshalb auch die generische Stellung nicht sicher ist. Auf Grund ihrer äußeren Erscheinung ist ihre Stellung im Rahmen der Gattung *Medlicottia* zumindest vorläufig gesichert, endgiltig wird diese Frage jedoch erst gelöst werden können, wenn die Lobenlinie dieser Form bekannt sein wird.

M. (?) croatica gehört bei Mrzla-Vodica zu den häufigeren Arten. In unserer Sammlung ist sie durch etwa fünf bis sechs Exemplare vertreten und ebenso viele sind im Besitze des Museums in Zagreb.

Prosageceras Galilaei GEMM.

1887. *Propinacoceras Galilaei* GEMMELARO : Sosio, S. 57, Taf. VII, Fig. 1—5.

Es liegen mir zahlreiche Fragmente vor, von denen mehrere ganz sicher hierher gestellt werden können. Das plattgedrückte Gehäuse ist glatt, nur am Siphonalrande wird es durch zwei Reihen von Knoten verziert, zwischen denen eine Siphonalfurche dahinzieht. Auf Grund der Anzahl der Siphonalknoten (etwa 35 Knoten bei einem Durchmesser von 15 mm) gehören unsere Exemplare unter den beiden in Betracht kommenden Arten zu *Pr. Galilaei* (78 Knoten bei einem Durchmesser von 30 mm), nicht aber zu *Prosagec. Beyrichi* GEMM. sp., welche Art bei einem Durchmesser von 31 mm 41 Knoten aufweist.

Figur 4. *Prosageceras Galilaei* GEMM. sp. (Nat. Größe.)

Paraceltites Hoeferi Gemm.

1887. *Paraceltites Hoeferi* Gemmellaro: Sosio, S. 77, Taf. VII, Fig. 6—10.

Wir sammelten ein kleines, etwas fragmentares und ein wenig abgeriebenes Exemplar, das jedoch trotz dieser Übelstände entschieden mit der in Rede stehenden Sosio-Art identifiziert werden muß. In der Universitätssammlung von Breslau befindet sich ein Gips, dessen aus dem Sosio-Tale stammendes Original im Hofmuseum in Wien liegt. Dieses Exemplar ist etwas kleiner als das unsere, im übrigen stimmt es jedoch mit demselben sehr gut überein.

Figur 5. *Paraceltites Hoeferi* Gemm. (Nat. Größe.)

STRATIGRAPHISCHER TEIL.

Wie aus den obigen Beschreibungen, aber auch aus den Abbildungen hervorgeht, ist das Material von Mrzla-Vodica keineswegs ideal erhalten, und die ungünstige Erhaltung der Fossilien ließ keine eingehenderen paläontologischen Studien zu. Ich mußte froh sein, wenn ich einen gewissen Bruchteil meiner Stücke mit bereits bekannten Arten identifizieren konnte; ein Wort bei der Klärung der auch heute noch sehr wenig befriedigenden Systematik der paläodyadischen Ammoniten mitzureden, daran war überhaupt nicht zu denken.

Die bestimmten 11 Arten:

Neuropteris flexuosa Sternb
Productus longispinus Sow.
Gastrioceras Roemeri Gemm.?
Agathiceras elegans Gemm. sp.
« *isomorphus* Gemm. sp
« *Haueri* Gemm. sp.
Popanoceras (Stacheoceras) sp.
« *II.* sp.
Medlicottia (?) croatica n. sp.
Prosageceras Galilaei Gemm. sp.
Paraceltites Hoeferi Gemm.

bieten jedenfalls eine genügend sichere Grundlage, auf welcher die Altersstellung der Bildung genau festgestellt werden kann.

Unter den 11 Arten gibt es 8 genau und 3 nur annähernd bestimmte Formen. Unter den letzteren wieder gibt es eine neue Spezies, die wir bei unseren Betrachtungen einstweilen ausschalten müssen.

Wir wollen also vor allem die erübrigenden 7 genau bestimmten, schon länger bekannten Arten ins Auge fassen. Die Cephaloden, also *Gastrioceras Roemeri*, *Agathiceras elegans*, *Agathiceras isomorphus*, *Agathiceras Haueri*, *Prosageceras Galilaei*, *Paraceltites Hoeferi* stellen durchwegs Formen dar, die bisher mit Gewißheit lediglich aus der Paläodyas Siziliens bekannt sind. *Productus longispinus* Sow. ist bereits weniger charakteristisch, indem diese Art im Karbon und in der Dyas gleicherweise vorkommt. Was schließlich *Neuropteris flexuosa* betrifft, so ist dieselbe bisher meines Wissens lediglich aus dem oberen Karbon bekannt.

Die große Mehrzahl der erwähnten Arten — fünf von sieben — deutet also auf die Sosioschichten Siziliens. Diesen fünf Arten kann nunmehr auch *Medlicottia croatica* beigezählt werden, als eine Form, die mit der aus dem Sosiotale bekannten «*Sicanites* n. sp.» in naher Beziehung steht. Wenn man nun überdies noch in Betracht zieht, daß ein massenhafteres Auftreten der *Popanoceraten*, wie es auch für Mrzla-Vodica als feststehend betrachtet werden kann, ebenfalls für die Paläodyas charakteristisch ist, so kann das Alter der Schichten von Mrzla-Vodica als unzweifelhaft festgestellt betrachtet werden.

Bildungen der Paläodyas sind in Europa bisher von nicht allzu vielen Punkten bekannt. Außer der erwähnten Paläodyas im Sosiotale in Sizilien kann noch die weit verbreitete Paläodyas im Ural, sodann die Trogkofelschichten in den karnischen Alpen, die von Dr. C. Renz entdeckten Lyttonienkalke Griechenlands und schließlich die durch Haug bekannt gewordene Paläodyas von Saint-Girons (Frankreich, Département Ariège) namhaft gemacht werden.

In ausgesprochener Cephalopodenfazies sind unter den Paläodyasbildungen Europas außer den Sosioschichten bloß die Artaschichten im Ural, sowie die Schichten von Saint-Girons in Frankreich ausgebildet. Wie sich aus dem obigen ergab, stimmt unsere Fauna von Mrzla-Vodica mit jener der Sosioschichten auf das beste überein. Die Fauna der Artaschichten ist etwas älter als die von Sosio, und dieser Altersunterschied gelangt auch diesmal sehr deutlich zum Ausdruck, indem unsere Fauna, trotz übereinstimmender faunistischer Fazies, kein einziges gemeinsames Element mit der Tiergesellschaft der Artaschichten aufweist.

Nun, da die Fauna von Mrzla-Vodica bekannt ist, kann die bisher leider nur sehr wenig bekannte Paläodyas von Saint-Girons Anspruch auf besonderes Interesse erheben. Haug [1] führt von hier *Daraelites*,

[1] Compte rendu du congrès geologique internat. en Suisse 1894, S. 91.

Gastrioceras und *Paraceltites* auf, die Fauna besteht also ähnlich wie unsere aus Cephalopoden, und diese Cephalopoden kommen ebenfalls in Schiefer vor, was die Ähnlichkeit der beiden Vorkommnisse noch um ein Beträchtliches erhöht. Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Prof. Dr. Fr. Frech stimmt das Gesteinsmaterial von Saint-Girons mit jenem von Mrzla-Vodica vollkommen überein.

In paläogeographischer Beziehung gehört die Paläodyas von Fužine-Mrzla-Vodica in die Region des großen Mittelmeeres und stellt ein Bindeglied in jener Kette dar, die sich vom Salt-Range über Griechenland in die karnischen Alpen und nach Sizilien erstreckt. Sie verkürzt die beträchtliche Distanz, in welcher die Paläodyas von Hydra in Griechenland[1] von den Trogkofelschichten in den karnischen Alpen lag.

Was die bathyologischen Verhältnisse dieser Ablagerungen betrifft, so deutet ihre Fauna auf größere Meerestiefen und kann in ihrer faunistischen Fazies mit dem calcare compatto von Sosio[2] verglichen werden, mit dem Unterschied jedoch, daß der calcare compatto vielleicht in größerer Entfernung vom Strande zum Absatz gelangte als die Schichten von Mrzla-Vodica, die viel Uferdetritus enthalten. Entschieden auf strandnahe Entstehung deuten bei Mrzla-Vodica auch die Pflanzenreste. Aus der petrographischen Beschaffenheit des Sedimentes, aus der Wechsellagerung von petrographisch verschiedenen Schichten — die mit keinen nachweisbaren Störungen einherschritt — muß ebenfalls auf große Nähe des Meeresstrandes geschlossen werden. Denn nur hier, in der litoralen Region vermag eine verhältnismäßig geringe Bewegung des Meerbodens solche Veränderungen in der Sedimentation nach sich zu ziehen, wie wir sie bei Mrzla-Vodica vor uns haben.

Die bisher bekannten mittel-, süd- und südosteuropäischen Vorkommnisse der Paläodyas sind durchwegs räumlich sehr beschränkt. Zumeist handelt es sich um Klippenkalke, wie im Tale des Sosio, sowie auch in den karnischen Alpen. Frech[3] schreibt diese Erscheinung den ersten postkarbonischen Gebirgsbewegungen zu, welche die Bildungen der Paläodyas noch unbedeckt vorfanden, dieselben zerbrachen, so daß sie der in der folgenden dyadischen Festlandsperiode einsetzenden Erosion wenig Widerstand leisten konnten. Die Paläodyas von Mrzla-Vodica-Fužine besitzt zwar ebenfalls keine allzu große Ausdehnung, namentlich kann sie sich mit der oft über 100 km breiten

[1] C. Renz: Die Geologie Griechenlands. I. Teil, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 60, S. 429, 483.

[2] Vergl. Schellwien: Die Fauna der Trogkofelschichten in den karn. Alpen. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XVI, 1900, S. 121.

[3] Fr. Frech: Lethæa paläozoica Bd. II, S. 499.

Paläodyas des Urals keineswegs messen, von den erwähnten mittel-, süd- und südosteuropäischen Vorkommnissen weicht sie aber dennoch beträchtlich ab, indem sie doch in einer größeren Partie auftritt, wenn auch ihre Kontinuität stellenweise durch überlagernde jüngere Bildungen gestört erscheint. Es ist übrigens wahrscheinlich, daß wir im Laufe unserer bisherigen Kartierungsarbeiten nur mit einem geringen Teile der kroatischen Paläodyas bekannt geworden sind, da gelegentlich der übersichtlichen Aufnahmen auch im Kulpatale, so bei Brod a. d. Kulpa in größerem Umfange «Karbon» ausgeschieden wurde. Nach sehr oberflächlicher Betrachtung möchte ich übrigens behaupten, daß sich auch in der Umgebung von Kameral-Moravica eine größere Paläodyaspartie erstreckt. Die detaillierte Kartierung dieser Gebiete ist jedoch eine Aufgabe der Zukunft, und vielleicht wird sich dann unsere Bildung noch an so manchen Punkten auch auf paläontologischer Grundlage nachweisen lassen.

6.

DIE ERUPTIVGESTEINE DES MECSEK-GEBIRGES

(KOMITAT BARANYA)

VON

Dr. BÉLA MAURITZ

Dezember 1913.

In den letzten Jahren hat die Kgl. Ung. Geologische Anstalt die Reambulation des Mecsekgebirges begonnen. Mit dieser monographischen Bearbeitung wurde Herr Universitätsadjunkt Dr. E. Vadász betraut. Die eingehende Untersuchung der Eruptivgesteine unternahm der Verfasser. Das Material stammt teilweise aus der alten Hofmannschen Sammlung, größtenteils aber aus eigenen Aufsammlungen. Um die geologische Lagerung mit den petrographischen Verhältnissen in Zusammenhang zu bringen, erschien es notwendig, das Material an Ort und Stelle zu betrachten und zu sammeln. Das alles war nur mit Hilfe der materiellen Unterstützung des Herrn A. v. Semsey möglich. Im Sommer des Jahres 1911 habe ich im Laufe von 14 Tagen in der Begleitung des Herrn Dr. E. Vadász sämtliche wichtigere Vorkommen aufgesucht und die geologische Lagerung festgestellt. Die geologischen Verhältnisse sollen in der Monographie des Herrn Vadász eingehend beschrieben werden.

Die mineralogisch-petrographische Untersuchung dieser Gesteine hatte ich im min.-petr. Institut der Universität, die chemischen Analysen im min.-geol. Institut der technischen Hochschule im Laboratorium des Herrn Prof. Fr. Schafarzik ausgeführt.

Die Eruptivgesteine des Mecsekgebirges (Komitat Baranya in Ungarn).

In der Literatur findet man bezüglich der Eruptivgesteine des Mecsekgebirges überraschend wenig Angaben. Zuerst hat K. Hofmann [1] eine kleine Übersicht dieser Gesteine gegeben. Es wurden dieselben in drei «geologisch und petrographisch grundverschiedene Gruppen» eingereiht:

1. Granit, welcher das Massiv von Morágy bildet und somit außerhalb des eigentlichen Mecsekgebirges liegt;

2. quarzfreie Augit- und Amphibolgesteine vulkanischer Herkunft und oft mit Mandelsteinstruktur, teilweise von Tuff und Konglomeraten begleitet. Ihre Eruption hat im Anfang der Kreidezeit stattgefunden.

[1] Mitt. a. d. Jahrbuche der kgl. ungar. geologischen Anstalt. IV.

Petrographisch sind dieselben unter einander gar verschieden, aber geologisch bilden sie eine eng verbundene Gesteinsreihe. Die verschiedenen Varietäten dieser zweiten Gesteinsgruppe lassen sich in drei Klassen einreihen:

a) phonolithartige Gesteine, welche die Kuppen der Somló- (Szamárhegy) und der Köves-Höhe bilden; außerdem findet man einige kleine Durchbrüche weiter westlich bei Viganvár;

b) Plagioklas-Amphibol-Augitgesteine, welche als Übergangstypen zwischen den phonolithartigen Gesteinen und den Gesteinen der nächsten Gruppe *c)* zu betrachten sind; dieselben erinnern am meisten an trachydoleritische Gesteine;

c) basalt- und pikritartige Gesteine.

3. Trachytgesteine, von welchen der biotit- und amphibolhaltige Quarz-Oligoklas-Trachyt nur in Form von Tuffen vorkommt; der quarzfreie Labrador-Amphibol-Andesit findet sich aber anstehend.

In der neueren Literatur wird hauptsächlich das Gestein der Köves-Höhe einigemal erwähnt.

Den Granit von Morágy abgerechnet, welcher außerhalb des eigentlichen Gebirges liegt, kann man die übrigen Eruptionen in die beiden Gesteinssippen folgenderweise einreihen:

1. die Gesteine des granito-dioritischen Magma (pazifische Sippe), welche nur durch die Andesite in der Gegend von Komló und Budafa vertreten sind;

2. die Gesteine des foyaitisch-theralithischen Magma (atlantische Sippe) d. h. die Gruppen der Phonolith- und Trachydoleritgesteine.

Ausgenommen die Andesite, gehören sämtliche übrigen Eruptivgesteine des Mecsekgebirges in diese Gruppen. Sie sind verschiedene Differentiationsprodukte des foyaitisch-theralithischen Magmas. Die sauersten Glieder sind die phonolithartigen Gesteine der Somló-Höhe bei Szászvár und der Kövesd-Höhe bei Hosszúhetény; die basischen Glieder werden durch die zahlreichen Gesteine vertreten, welche bis jetzt unter den Namen der Trachydolerite und Augitporphyrite zusammengefaßt wurden.

Die geographische Verbreitung und die Art und Weise des geologischen Auftretens sprechen dafür, daß die Trachydolerite und die sog. Augitporphyrite eng mit einander verbunden sind; sie bilden eine wirkliche geologische Einheit. Bei den saureren Trachydoleriten ist der theralithische Charakter noch stark ausgeprägt, bei den sog. Augitporphyriten wird dieser Charakter allmählich ganz verwischt. Dennoch sind diese sog. Augitporphyrite ebenfalls nur Trachydolerite u. zw. ganz basische Typen, welche den Limburgiten nahe stehen. Gerade in

dieser Gesteinsgruppe wird die Grenze, welche die Alkalikalkgesteine von den Alkaligesteinen trennt, ziemlich verwischt. Somit ist es gar nicht überraschend, daß diese basischen Trachydolerite früher in die Gruppe der Augitporphyrite eingereiht wurden. Hätten wir nicht den engen geologischen Verband vor uns, welcher dieselben mit den saureren Trachydoleriten verknüpft, so wäre es auch noch bei den heutigen Forschungsmethoden gar schwierig, ihre Stellung in der Systematik der Gesteine zu bestimmen.

I. Andesite.

Diese Gesteinsgruppe spielt im Aufbau des Gebirges keine große Rolle. Ihre Vertreter bilden zwischen Komló und Budafa eine kleinere Masse. Nach den Beobachtungen von Vadász[1] treten dieselben an einem Längsbruch auf und sind wahrscheinlich die Produkte eines unterseeischen Vulkans. Das Eruptionsalter ist im Oberlauf des Grabens, welcher bei dem Grubenventilator von Komló mündet, genau bestimmbar. Hier ist deutlich zu sehen, daß der Andesit auf den Kongerien-Sandstein geflossen war, welcher die Basis der älteren Mediterranschichten bildet. Vadász fand im Bache des Mélytales von Mánfa einige größere Blöcke, welche äußerlich den Andesiten von Komló sehr ähnlich sind; anstehend konnten dieselben nicht angetroffen werden. Bei der genauen Untersuchung zeigte sich, daß diese Blöcke keine Andesite, sondern ebenfalls Trachydolerite sind.

Der Andesit, welcher zwischen Komló und Budafa aufgeschlossen ist, wird von Hofmann als «Quarzfreier Labrador-Amphibol-Trachyt» bestimmt; näher wurde das Gestein nicht untersucht. In unverwittertem Zustande ist dasselbe grau und von außerordentlich dichtem, fast felsitischem Habitus. Nur äußerst selten ist eine schwarze glänzende Amphibolnadel oder eine Feldspattafel zu erkennen; diese Gemengteile erreichen kaum je einen Durchmesser von 1 mm. Unter dem Mikroskope sieht man folgende Gemengteile: Amphibolnädelchen und Feldspattafeln in zwei Generationen; Hypersthen und Augit, wenig Erz, Apatit, Tridymit und als sekundäre Umwandlungsprodukte Chlorit und Limonit. Die Eigenschaften des Amphibols sind diejenigen vom basaltischen Amphibol: Auslöschung $c : c = 14°$, Pleochroismus sehr stark: a = gelblich, b und c = braun. Die Amphibolprismen waren alle vollständig automorph ausgebildet, sie wurden aber durch das Magma teilweise oder vollständig resorbiert und sind infolgedessen mit einem

[1] Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anstalt für 1911.

Kranze kleiner Magnetitkörnchen umgeben; sonst ist die Erhaltung ziemlich frisch, nur stellenweise ziehen Chlorit- und Serpentinadern durch. Es ist öfters eine gesetzmäßige Verwachsung mit Hypersthen zu beobachten. Die makroporphyrischen Feldspate sind parallel der Seitenfläche tafelig und automorph ausgebildet; nur die äußerste Hülle ist rein, im Innern sind viele graue Glaspartikel eingeschlossen. Die Auslöschungsschiefe und die Lichtbrechung deuten auf die Labradorreihe; die Zwillingslamellen sind breit, aber an Zahl spärlich. Unter den Gemengteilen der ersten Generation findet man nur wenige Pyroxenkriställchen; meist wurden sie zu kleinen Häufchen zusammengeballt; sie sind xenomorph oder hypidiomorph ausgebildet. An Zahl ist der rhombische Pyroxen (Bronzit oder Hypersthen mit ± optischem Charakter) überwiegend; der monokline Augit ist nur durch einige Körnchen vertreten.

Die Grundmasse hat einen sehr dichten Habitus. Der vorherrschende Gemengteil, nämlich der Feldspat, erscheint in mikrolithartigen automorph ausgebildeten Plagioklastäfelchen, welche nur aus zwei-drei Zwillingslamellen bestehen. Mit Hilfe der Auslöschungsschiefe und der Lichtbrechung kann man die Andesin-Labradorreihe bestimmen. Einige Kriställchen zeigen überhaupt keine Zwillingslamellen; die Lichtbrechung ist aber stärker als diejenige des Kanadabalsam, somit sind dieselben ebenfalls nur Plagioklaskriställchen. Der andere Gemengteil der Grundmasse besteht aus gleichfalls mikrolithartigen automorph ausgebildeten Stäbchen, welche folgende Eigenschaften besitzen: starke Lichtbrechung, schwache Doppelbrechung, gerade Auslöschung; falls diese Stäbchen etwas größer sind, kann man den großen optischen Axenwinkel, den ± optischen Charakter und die rhombische optische Orientation erkennen. Alle diese Eigenschaften weisen auf Hypersthen. Dieser Umstand ist deshalb besonders merkwürdig, weil die Grundmasse der Andesite gewöhnlich kein Hypersthen, sondern nur den monoklinen Augit enthält; der Hypersthen wird allgemein nur als makroporphyrischer Gemengteil erwähnt. Die übrigen Gemengteile der Grundmasse sind nur in kleinen Quantitäten ausgebildet: spärliche Apatitnädelchen, etwas reichlicher eingesprengte Magneteisenkriställchen und stellenweise kleine Tridymithäufchen, bei welchen die Täfelchen dachziegelförmig an einander gedrängt sind. Sekundär entstanden sind die Gemengteile Chlorit und Serpentin.

Dieser Pyroxenamphibolandesit kommt im solchen frischen Zustande im Oberlauf des Kohlgraben von Komló (in der Nähe des Forsthauses Szobák) vor; hier bildet derselbe einige kleinere Kuppen. Merkwürdig verändert finden wir das Gestein in dem Steinbruch, welcher

an der Grenze der Ortschaften Komló und Budafa eröffnet wurde. Die Farbe ist rötlichgelb geworden, der Habitus trachytisch rauh. Unter dem Mikroskope zeigt das Gestein nur den Unterschied, daß der Pleochroismus des Amphibol: a = gelb, b = hell rostbraun, c = dunkel rostbraun geworden ist, die Erze größtenteils in Hämatit umgewandelt, die Menge des Tridymit stark gewachsen ist. Es ist höchst wahrscheinlich, daß hier keine Verwitterung, sondern irgendwelche postvulkanische Faktoren tätig waren. Die für die Verwitterung so charakteristischen Mineralien: Chlorit und Kalzit sind nur in Spuren vorhanden.

Die chemische Untersuchung ergab (Analyse Nr. 1):

	Gewichts%	Molekular%
SiO_2	60·96	68·12
TiO_2	0·66	0·55
Al_2O_3	17·63	11·59
Fe_2O_3	3·40	—
FeO	1·27	4·02
MnO	0·21	0·20
MgO	2·25	3·77
CaO	4·92	5·90
Na_2O	3·97	4·29
K_2O	2·19	1·56
P_2O_5	0·18	—
H_2O	2·20	—
Cl	Spuren	—
	99·84	100·00

Spez. Gewicht = 2·75.

Aus dieser Analyse ergibt sich die Osannsche[1] Formel:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
68·67	5·85	5·74	8·15	5·9	5·8	8·3	7·3	Mecsek
72·5				6	6	8		Typus Goodyears Bar
68				5	5	10		« Sa. Virgen.

Das Gestein, welches mit den Typen Goodyears Bar und Sa. Virgen die größte Verwandschaft besitzt, ist nicht nur der mineralogischen, sondern auch der chemischen Zusammensetzung nach in die Gruppe der typischen Andesite einzureihen.

Dazitische Gesteine kommen im Mecsekgebirge nur in Form von vulkanischen Tuffen vor. Anstehend findet man diese Tuffe auf der

[1] Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. XX, 510.

Straße nach dem Teufelsberg. Diese gelblichweißen Tuffe sind gar dicht, makroskopisch kann man die eingesprengten schwarzen Biotitschüppchen, die weißen Feldspattäfelchen und die Quarzkörnchen erkennen. Unter dem Mikroskope sieht man deutlich die typische Struktur der Tuffgrundmasse, welche aus lauter Bimstein- und Glasbruchstücken besteht. Die makroporphyrischen Feldspate sind sehr saure Plagioklase; der Quarz erscheint nur in Form von Kristallbruchstücken; der Biotit bildet braun durchsichtige stark pleochroistische sechsseitige Schuppen. Außer diesen Gemengteilen kann man noch einige Apatitstäbchen und Magneteisenkörnchen erkennen. Das Gestein ist somit typischer Biotitdazittuff; ganz ähnliche Dazittuffe sind an den Gehängen des Mátra- und Bükkgebirges, sowie im Becken von Siebenbürgen verbreitet.

II. Die Gesteine des foyaitisch-theralithischen Magma.

1. Phonolithische Gesteine.

Diese Gesteine sind es, welche bis jetzt am genauesten untersucht waren. Der phonolithische Charakter wurde durch KARL HOFMANN [1] erkannt, obzwar er die Gemengteile nicht richtig bestimmte; dieser Irrtum war bei den damaligen Untersuchungsmethoden leicht möglich. HOFMANN erkannte den Nephelin und Sanidin ganz richtig, aber in dem Aegyrin glaubte er einen in Viridit umgewandelten Amphibol zu sehen. G. v. RATH [2] reiht das Gestein der Kövesdhöhe in die Gruppe der Teschenite ein. ROHRBACH [3] erwähnt dasselbe wieder bei den Phonolithen. Nachdem das Gestein von LOSSEN [4] mineralogisch und von GREMSE chemisch untersucht wurde, wird dasselbe durch ROSENBUSCH [5] bei den Pyroxenfoyaiten aufgeführt.

Typische phonolitische Gesteine kommen nur an zwei Punkten des Mecsekgebirges vor, nämlich südlich von Szászvár an der Somlóhöhe und westlich von Hosszúhetény an der Kövesdhöhe. Die Eruptionen haben auf Grund der stratigraphischen Untersuchungen zweifellos in der unteren Kreide stattgefunden; in dieselbe Zeit ist auch die erste und zwar sehr starke Dislokation des Gebirges

[1] Jahrbuch der kgl. ungar. Geologischen Anstalt. IV.

[2] Sitzungsberichte d. Niederrheinischen Gesellschaft f. Natur- u. Heilkunde. 1879. 29.

[3] TSCHERMAK's Mineralogische und petrographische Mitteilungen. 1886. 23.

[4] Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft. 1887. 506.

[5] Mikroskopische Physiographie II. 1. S. 197 u. 246, und Elemente der Gesteinslehre. 147. 1910.

zu stellen und gleichzeitig sind die übrigen foyaitisch-theralithischen Gesteine (Trachydolerite) zur Eruption gekommen. Bezüglich der geologischen Erscheinungsweise müssen wir bemerken, daß die äußere Form beider Vorkommen deckenartig ist und daß beide aller Wahrscheinlichkeit nach die Folgen einer einmaligen Eruption sind. Die äußere Form der Kövesdhöhe läßt vielleicht einen ehemaligen Lakkolith verraten; dennoch wird die Möglichkeit durch zwei Umstände ausgeschlossen. Nach Vadász kann man an den benachbarten Sedimenten, welche älter sind als die Eruption, keine diesbezügliche Dislokationen beobachten; anderseits findet man (nach meinen Untersuchungen) unter den Eruptivgesteinen, welche in den benachbarten Kohlengruben von Vasas durchbrechen, überhaupt keine phonolithischen Gesteine; der letzte Umstand wäre kaum denkbar, wenn die Phonolithlava im Heben der Sedimente aktiv teilgenommen hat. Nach Vadász hat die Eruption an beiden Orten längs den offenstehenden Spalten stattgefunden. Beide Vorkommen sind meist stark zeolithisiert.

Makroskopisch betrachtet, besteht das Gestein der Somlóhöhe aus grünlichgrauer Grundmasse, in welcher ziemlich dicht aneinander 2—3 mm lange, weisse Feldspattafeln und sehr spärlich 1—5 mm grosse, sammtschwarze, glänzende Amphibolnadeln eingebettet sind. Mit der Lupe kann man schon erkennen, daß die Grundmasse selbst größtenteils aus farblosen Elementen und untergeordnet aus grünen Körnchen besteht. Die Struktur ist echt porphyrisch. Die makroskopischen Feldspate wurden mit Hilfe orientierter Schliffe als Perthite bestimmt, bestehend aus Orthoklas- und Albit-, bezw. Oligoklas-Albitlamellen und -Schnürchen: selten sind reine Orthoklaskristalle, meist Karlsbader Zwillinge.

Die optischen Eigenschaften des Amphibols sind folgende: Auslöschungsschiefe $c : c = 12—14°$, optische Axenebene parallel der Symmetrieebene; Pleochroismus c = dunkelbraun, b = rötlichbraun, a = hellbraun, Axenwinkel sehr groß, optischer Charakter negativ. Diese Eigenschaften deuten auf den Barkevikitamphibol. Die prismatischen Kristalle sind nur in der Prismenzone automorph ausgebildet, woselbst sie durch die Prismen- und Längsflächen begrenzt sind; oft enthalten sie Apatit-, Feldspat- und Pyroxeneinschlüsse.

Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Nephelin und Pyroxen, begleitet von Zersetzungsprodukten dieser Mineralien. Die Struktur erinnert am meisten an die Phonolithe. Die Feldspatleisten und Lamellen reihen sich dicht aneinander und umfließen die übrigen Gemengteile: meist sind sie Perthite (Orthoklas und Albit bezw. Oligoklas-Albit); die Zwillingslamellen sind außerordentlich dünn. Der Orthoklas ist

stark zersetzt, die Albitschnürchen sind ganz frisch. Die Nephelinkristalle, als gedrungene, sechsseitige, automorphe Prismen ausgebildet, erreichen einen Diameter von höchstens 0·04 mm; oft findet man nur noch den innern Kern frisch, die äußere Zone ist schon ganz zeolithisiert. An Menge bleibt der Nephelin weit hinter den Feldspaten zurück.

Die Pyroxenkristalle sind selten automorph, begrenzt werden sie durch die Prismen-, Längs- und Querflächen; meist findet man sie als unregelmäßige Körner oder aber nur als Fetzen, sehr oft sieht man sie in Knäueln zusammengehäuft. Nach ihren optischen Eigenschaften gehören sie in die Diopsid-Aegyrinaugit-Aegyrin-Reihe. Die diopsidartigen sind im Dünnschliffe fast farblos oder hellgrün; die optischen Eigenschaften sind die folgenden: Auslöschungsschiefe $c : c = 39°$, Charakter positiv, Achsenwinkel 60° ca., Pleochroismus nicht erkennbar. Die diopsidischen Pyroxene sind spärlich vertreten, meist bilden sie nur die Kerne der Aegyrine und Aegyrinaugite. Der Diopsidkern geht entweder langsam in den Aegyrinaugit über, oder es ist eine scharfe Grenze zwischen den beiden und der letztere umhüllt mantelförmig den ersteren; richtige Zonenstruktur ist auch bekannt. Die äußerste Zone besteht meist aus reinem Aegyrin, dessen optische Eigenschaften folgende sind: Auslöschungsschiefe $c : c = 2—4°$, Achsenwinkel sehr groß, Charakter negativ, Doppelbrechung sehr stark, geneigte Dispersion gut sichtbar; Pleochroismus kräftig: a = dunkelgrasgrün, b = etwas heller grün, c = gelblichgrün. Gerade so wie den Diopsid, kann man den Aegyrinaugit und den Aegyrin auch in selbständigen Individuen finden. Die Menge des Pyroxens, besonders des Aegyrins, ist sehr bedeutend.

Die farbigen Gemengteile, nämlich Amphibol, Pyroxen und spärliches Magneteisen sind stellenweise dicht zusammengehäuft und bilden richtige basische Konkretionen, welche oft 1 cm groß werden. In diesen Konkretionen, richtiger in dem darin sich befindenden Amphibol hat sich die ganze Menge der Apatitkriställchen aufgehäuft; dieselben sind entweder gedrungene oder schlanke hexagonale Prismen, welche parallel der Hauptachse angeordnet, die bekannten kurzstäbchenförmigen Einschlüsse enthalten. Die Ausscheidungsfolge der Bestandteile ist folgende: Zuerst kristallisierten der Apatit und das sehr spärliche Magneteisen, dann folgten die makroporphyrischen Feldspat- und Amphibolkristalle, zuletzt die Grundmasse, in welcher zuerst die Pyroxene, nachher der Nephelin und Feldspat zur Ausscheidung kamen.

Das Gestein ist sehr stark zeolithisiert. Von den sekundär gebildeten Zeolithen kann man nur den Natrolith leicht erkennen; derselbe durchtränkt in großer Menge die ganze Grundmasse. Einerseits bildet

er ziemlich gut kristallisierte Individuen, an welchen die optischen Eigenschaften des Natrolith gut zu erkennen sind: schwache Lichtbrechung, schwache Doppelbrechung, positiver Charakter, prismatische Spaltung mit einem Spaltungswinkel von 89°, der Axenwinkel $2V = 60$: $a = a$, $c = c$. Anderseits erkennt man den Natrolith in kugelig-strahligen Kristallgruppen oder eisblumenförmigen Wachstumsformen. Der Natrolith bildete sich einerseits auf Kosten des Nephelin, aber anderseits ist nicht ausgeschlossen, daß das Gestein ursprünglich eine Glasbasis enthielt, welche vollständig in Zeolithe umgewandelt ist. Mit Rücksicht darauf, daß das Gestein Spuren von Chlor enthält, ist es nicht unmöglich, daß unter den primären Gemengteilen auch der Sodalith anwesend war: derzeit sieht man im Dünnschliff nicht einmal die Spuren von Sodalit. Die porphyrische Struktur, die trachitoide Grundmasse, die mineralogische Zusammensetzung sprechen alle dafür, daß das Gestein der Somlóhöhe in die Gruppe der Phonolithe gehört. Der phonolithische Charakter äußert sich auch in der chemischen Zusammensetzung; meine Analyse ergab (Analyse Nr. 2):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	56·67	67·10
TiO_2	Spuren	—
Al_2O_3	19·64	13·67
Fe_2O_3	3·45	0·95
FeO	0·86	1·99
MnO	0·06	0·06
MgO	0·02	0·03
CaO	1·25	1·58
Na_2O	10·08	11·55
K_2O	4·07	3·07
P_2O_5	0·03	—
H_2O	3·66	—
CO_2	Spuren	—
Cl	Spuren	—
	99·79	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·66.

Das Gestein ist mit Tonerde ungesättigt; somit ist für die Bindung der Alkalien notwendig, dass die Tonerde teilweise durch Eisenoxyd ersetzt wird. Dadurch ist es leicht erklärlich, daß der herrschende farbige Gemengteil der Aegyrin ist.

Die Osannschen Zahlen sind die folgenden:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
67	14·62	0·0	3·66	16	0	4	7·9	Somlóhöhe
66				16	0	4		Typus Miaune.

Somit reiht sich das Gestein der Somlóhöhe auch chemisch in die Gruppe der Phonolithe ein; es entspricht ihm am allerbesten der Typus Miaune.

Neuerdings hat auch K. Emszt den Phonolith der Somlóhöhe analysiert (Privatmitteilung); das Gestein wurde durch Karl Hofmann gesammelt, der Fundort heißt: «Ujszászvár, Steinbruch vor der Kuppe Dobogókő». Die chemische Zusammensetzung ist nach Emszt die folgende (Analyse Nr. 3):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	57·75	66·77
TiO_2	0·71	0·62
Al_2O_3	19·50	13·26
Fe_2O_3	2·65	—
FeO	3·12	5·31
MnO	0·22	0·22
MgO	0·10	0·17
CaO	1·71	2·11
Na_2O	7·11	7·96
K_2O	4·86	3·58
Glühverlust	2·68	—
	100·41	100·00

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
67·39	11·54	1·54	6·09	11·9	1·8	6·3	6·9	Dobogókő
64·5				12	2	6		Typus Forodada.

In der Gruppe der Phonolithgesteine zeigt der Typus Forodada[1] mit der Analyse des Gesteines vom Dobógő die größte Verwandschaft.

Das Gestein der Kövesdhöhe weicht makroskopisch ziemlich stark von dem der Somlóhöhe ab. Die Farbe ist viel heller, die Struktur mehr körnig. Größere, porphyrisch ausgebildete Gemengteile sieht man nicht, aber schon mit freiem Auge erkennt man leicht zwei Gemengteile: den herrschenden weissen, verwitterten Feldspat und den dunkel-

[1] Tschermak's Mineralogische u. petrographische Mitteilungen. XX. 418.

grünen Pyroxen; die einzelnen Individuen dieser beiden Gemengteile erreichen oft eine Dimension von 1 mm.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt gegenüber dem Gestein der Somlóhöhe folgende Eigenschaften: Die Feldspatindividuen sind bedeutend größer: sie sind allgemein perthitische Verwachsungen des Orthoklases mit Albit oder Oligoklasalbit. Dieser Feldspatperthit ist der herrschende Gemengteil des Gesteins. In bezug auf die Menge kommt nach ihm der Pyroxen, dessen Individuen hier bedeutend größer sind, wie im Gestein der Somlóhöhe. Die diopsidartigen Teile treten ganz in den Hintergrund; die Hauptmasse der Pyroxene besteht aus Aegyrin, dessen Eigenschaften dieselben sind, wie im Gestein der Somlóhöhe; dieser Aegyrin zeigt gar keine Verwitterungserscheinungen. Auch die Nephelinindividuen sind etwas größer, wie im ersten Gestein, sie sind auch frischer erhalten geblieben und ihre Menge ist ziemlich bedeutend. Oft sind sie als Einschlüsse im Aegyrin zu finden; somit begann die Ausscheidung teilweise vor der Kristallisation des Aegyrin; sie sind immer automorph, ausgenommen, wenn sie teilweise zeolithisiert sind. Der Berkevikitamphibol, der dem Gestein der Somlóhöhe eigen ist, fehlt hier vollständig.

In großer Menge findet man den Sodalith, den die bisherigen Forscher nicht erkannt haben. Der Raum zwischen den Feldspat-, Nephelin- und Aegyrinkristallen ist teilweise mit Sodalith, teilweise mit Zeolithen erfüllt. Der Sodalith ist vollständig xenomorph: diese Erscheinungsweise entspricht eher den Elæolithsyeniten (Foyaiten), als den Phonolithen. Seine Eigenschaften sind im Schliffe gut erkennbar: optisch isotrop, stellenweise optisch anomal und schwach anisotrop; Lichtbrechung sehr schwach; gut spaltbar in mehreren Richtungen. Wie aus der Analyse ersichtlich (s. unten), enthält das Gestein eine bedeutende Menge Chlor. Magneteisen ist sehr spärlich zu finden, noch seltener Apatit.

Die Zeolithisierung ist weit fortgeschritten; gerade so, wie das Gestein der Somlóhöhe, ist es ganz mit Natrolith durchtränkt. Derselbe tritt auch hier einerseits in gut ausgebildeten Individuen, anderseits in eisblumenförmigen, garbigen Haufen auf. Es scheint, daß außer dem Natrolith auch noch ein anderer Zeolith vorhanden ist, nämlich der Analzim, dessen optische Eigenschaften mit denen des Sodalith fast vollständig identisch sind. Es ist nicht gelungen, diese beiden Mineralien von einander zu trennen und wegen der verwandten Eigenschaften (schwache Lichtbrechung, manchmal anomale Anisotropie, Spaltung in mehreren Richtungen) wäre nur die Anwesenheit des Chlor im Sodalith und seine Abwesenheit im Analzim für die Bestimmung

beider Mineralien entscheidend. Der Analzim ist ein ebenso häufiges Umwandlungsprodukt der Mineralien Nephelin und Sodalit wie der Natrolith: es ist sehr wahrscheinlich, daß im Schliffe die Partikelchen, welche isotrop, schwach lichtbrechend und in mehreren Richtungen spaltbar sind, teilweise zum Sodalith, teilweise zum Analzim gehören. Kalkspat ist nur in äußerst spärlichen Mengen zu finden. Soweit es bei dem zeolithisierten und verwitterten Zustande des Gesteines zu erkennen ist, erinnert die Struktur sehr an diejenige der Elæolitsyenite (Foyaite), obzwar die tafelige Ausbildung parallel der Längsfläche der Feldspatkristalle etwas für Phonolith spricht.

In chemischer Hinsicht ist das Gestein von dem der Somlóhöhe nur wenig verschieden. Wir besitzen mehrere Analysen, welche mit einander gut übereinstimmen. Zuerst wurde das Gestein durch GREMSE [1] mit folgendem Resultate analysiert (Analyse Nr. 4):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	58·33	67·70
TiO_2	0·13	0·10
Al_2O_3	19·31	13·18
Fe_2O_3	3·77	0·61
FeO	0·69	2·73
MgO	0·27	0·47
CaO	1·15	1·42
Na_2O	8·93	10·03
K_2O	5·08	3·76
H_2O	2·39	—
P_2O_5	0·02	—
SO_3	0·12	—
CO_2	0·04	—
	100·23	100·00

Der Chloritgehalt wurde durch GREMSE nicht bestimmt. Aus dieser Analyse lassen sich folgende OSANNsche Werte berechnen:

s	A	C	F	a	c	f	n	
67·8	13·79	—	4·62	15·0	0·00	5·0	7·3	Kövesdhöhe
65·5				14·0	0·5	5·5		Typus Hohentwiel
66				16·0	0·0	4·0		« Miaune
65·5				15·0	0·0	5·0		« Hedrum

[1] Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft. 1887. 506.

In der Gruppe der Phonolithgesteine reiht sich das Gestein zwischen den Typen Hohentwiel und Miaune ein; in der Gruppe der Elæolithsyenite, bzw. der zugehörigen Ganggesteine (Tinguaite) entspricht ihm der Typus Hedrum fast auf das genaueste. Dem Typus Hedrum stehen die Tinguaitgesteine von Ditró sehr nahe, welche den Gesteinen der Somló- und Kövesdhöhe chemisch und mineralogisch sehr ähnlich sind.

Das Gestein der Kövesdhöhe wurde durch den Verfasser mit einem Resultate analysiert, welches dem obigen sehr ähnlich ist (Analyse No. 5):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	58·43	67·93
TiO_2	Spuren	—
Al_2O_3	19·82	13·55
Fe_2O_3	2·74	0·40
FeO	1·16	2·71
MnO	0·08	0·08
MgO	0·02	0·04
CaO	1·08	1·34
Na_2O	9·70	10·92
K_2O	4·09	3·03
P_2O_5	0·02	—
H_2O	2·34	—
CO_2	Spuren	—
Cl	0·44	—
	99·92	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·63.

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*
67·93	13·95	0·0	4·17	15·4	0·0	4·6	7·8

Diese Werte sind von den obigen nur sehr wenig verschieden.

K. Emszt hat neuerdings auch das Gestein der Kövesdhöhe analysiert; das Material wurde noch durch K. Hofmann gesammelt; als Fundort wird: «Vasas, Kisközesd» angegeben. Die chemische Zusammensetzung ist nach K. Emszt (Analyse No. 6):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	58·97	67·90
TiO_2	0·61	0·53
Al_2O_3	20·18	13·67
Fe_2O_3	2·18	—
FeO	1·51	3·33
MnO	0·55	0·53
MgO	0·12	0·21
CaO	1·02	1·26
Na_2O	8·45	9·42
K_2O	4·28	3·15
Glühverlust	2·32	—
	100·19	100·00

Die Osannschen Zahlen:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*n*	*f*	
68·43	12·57	1·10	4·23	14·1	1·2	4·7	7·5	Kiskövesd
65·5				14·0	0·5	5·5		Typus Hohentwiel

Diesen Werten entspricht in der Gruppe der Phonolithgesteine der Typus Hohentwiel ziemlich genau.

Der foyaitische Charakter ist in diesen beiden Gesteinen am prägnantesten ausgesprochen. Diese beiden Gesteine enthalten Nephelin in kristallisiertem Zustande; dasjenige der Kövesdhöhe enthält sogar Sodalith; der farbige Gemengteil wird durch Aegyrin, d. h. durch Natronpyroxen vertreten. Die übrigen Alkaligesteine des Mecsek-Gebirges sind durchwegs basischere Gesteine. Bei denjenigen, welche ca. 50% Kieselsäure enthalten, ist der theralitische Charakter entschieden ausgesprochen. Sobald die Menge der Kieselsäure niedriger wird und 42—44% erreicht, verschwindet auch der theralitische Charakter und es bildet sich der Limburgit-Habitus aus. Die erste mittelsaure Gruppe mit ca. 50% Kieselsäure muß zu den typischen Trachydoleriten, die basische Gruppe mit 42—44% Kieselsäure zu den limburgitoiden-Trachydoleriten gerechnet werden.

2. Trachydoleritische Gesteine.

Die Hauptmasse der Eruptivgesteine des Mecsekgebirges gehört in diese Gruppe. Der trachydoleritische Charakter wurde schon durch Karl Hofmann[1] erkannt, trotzdem ihm keine chemischen Analysen

[1] Jahrbuch der kgl. ungar. Geologischen Anstalt. IV.

zur Verfügung standen und es scheint, daß seine mineralogischen Untersuchungen auch nur ganz oberflächlich waren. Es zeigt auf einen richtigen Scharfblick, auf Grund solcher spärlichen Angaben den wesentlichen Charakter gleich zu erkennen.

Die Gruppe der Trachydolerite bildet derzeit den Gegenstand der eingehendsten Untersuchungen. Unter den Eruptivgesteinen befindet sich diese Gruppe im Mittelpunkte des Interesses. Die Eigenschaften dieser Gesteinsfamilie wurden durch Rosenbusch hervorgehoben; aber schon er hat betont, daß es kaum noch eine andere Gesteinsgruppe gibt, in deren Systematisierung in der nächsten Zukunft so viel Veränderung zu erwarten wäre, wie gerade bei der Gruppe der Trachydolerite. Nach Rosenbusch haben wir in dieser Gruppe die effusiven Formen der Essexite zu suchen. Somit bilden die trachydoleritischen Magmen eine Art Verbindung zwischen den Phonolithen, den Alkalitrachyten und den Alkaliperidotiten. Es ist zweifellos, daß sie im Mecsekgebirge eine ähnliche Rolle spielen. Mit den vorher beschriebenen beiden Phonolithen ist die Verbindung ebenso in chemischer, wie in mineralogischer Hinsicht vorhanden; aber besonders viele Übergangstypen findet man gegen das basische Ende der Gesteinsreihe.

Auf Grund der Analysen und der mineralogischen Zusammensetzung wird es am zweckmäßigsten sein, die trachydoleritischen Gesteine des Mecsekgebirges in zwei Gruppen zu behandeln; die beiden Gruppen wurden schon oben kurz betont. Der ersten Gruppe werden die sauren Typen zugerechnet, deren Kieselsäuregehalt um 50% schwankt, diese sind die typischen Trachydolerite; in die zweite Gruppe werden die basaltischen Typen eingereiht, deren Kieselsäuregehalt nur 42—44% beträgt, dies sind die limburgitoiden Trachydolerite.

a) Typische Trachydolerite.

Bezüglich des geologischen Auftretens dieser Gruppe bemerkt Karl Hofmann, daß diese Gesteine in der äußeren großen Zone des Eruptionsgebietes erscheinen, dessen Zentrum die basaltischen Gesteine bilden; sie erscheinen dortselbst in Form vieler Gänge und stockförmigen Durchbrüche. Diese Beobachtung K. Hofmanns ist im großen und ganzen richtig. Das Eruptionszentrum der basaltischen Gesteine befindet sich nördlich von Komló am Mühlberg und in der Umgebung von Magyaregregy; um dieses Zentrum herum kommen die typischen Trachydolerite im ganzen Mecsekgebirge überall vor. Andererseits ist es wahr, daß die basaltischen Trachydolerite nicht nur in diesem Zentrum, sondern auch noch an anderen Punkten des Mecsekgebirges vorkommen.

Die Grenze zwischen diesen beiden Gruppen ist gar nicht scharf; in der zusammenhängenden großen Eruptivmasse östlich von Magyaregregy, welche in den Tälern von Hidas, Márévár und Singödör aufgeschlossen sich befindet, kommen beide Typen mit einander abwechselnd zusammen vor.

Zuerst wollen wir die mineralogische Zusammensetzung der typischen Trachydolerite sehen. Dieselben werden durch KARL HOFMANN als typische Plagioklas-Amphibolaugitgesteine beschrieben, welche von den Phonolithen und den basaltischen Trachydoleriten durch den Reichtum an Feldspat und durch die Armut an Ilmenit, Apatit und Olivin verschieden sind. Es wird schon durch KARL HOFMANN hervorgehoben, daß sämtliche sehr stark zersetzte Gesteine sind. Nicht erwähnt werden aber bei HOFMANN die beiden Umstände, daß sämtliche Trachydolerite braunen Glimmer enthalten und daß unter den Zersetzungsprodukten die Gruppe der Zeolithe eine hervorragende Rolle spielt. Die Unzulänglichkeit dieser Beobachtungen ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß seinerzeit K. HOFMANN mit einfachen Instrumenten und besonders mit minderwertigen Dünnschliffen sich begnügen mußte. Die Bestimmung der Zeolithe bietet auch derzeit dem Petrographen oft große Schwierigkeiten.

Die typischen Trachydolerite des Mecsekgebirges sind alle feinkörnige oder ganz dichte Gesteine. Makroporphyrisch ausgebildet sieht man nur selten irgendeinen der Gemengteile. Besonders oft erreicht der Olivin, seltener der Augit oder der Feldspat etwas bedeutendere Dimensionen. Die dichteren erinnern schon an die Tephrite; die grobkörnigeren zeigen die graue Farbe der Essexite. Abgesehen von einigen Vorkommen, welche etwas zur porphyrischen Struktur neigen, erinnern viele Trachydolerite des Mecsekgebirges an die Essexite und Teschenite.

Die mineralogische Zusammensetzung ist außerordentlich wechselvoll. Die Gemengteile sind die folgenden: 1. primäre Gemengteile: Pyroxen, Amphibol, Meroxen, Olivin, Feldspat, Apatit, Erze und Glas; 2. sekundäre Gemengteile: Serpentin, Chlorit, Kalzit, Limonit, Zeolithe, und Muskovit. Es muß gleich hier hervorgehoben werden, daß frisches Glas nur in sehr spärlichen Fällen beobachtet wurde und die Menge desselben immer ziemlich nebensächlich ist. Es ist sehr leicht möglich, daß ursprünglich eine bedeutendere Quantität Glas vorhanden war, welches später vollständig in Zeolithe umgewandelt wurde. Die meisten Trachydolerite des Mecsekgebirges sind in solchem Maßstabe zeolithisiert, daß die Feststellung der ursprünglichen Zusammensetzung der Grundmasse fast unmöglich ist.

Unter den primären Gemengteilen ist der Pyroxen am meisten

verbreitet. Sind die Kristalle makroskopisch, dann kann man die schwarze Farbe und den starken Glanz deutlich beobachten. Meistens ist er in der allgemein bekannten gewöhnlichsten Kombination automorph ausgebildet. Unter dem Mikroskope sind die Pyroxenindividuen in hellen oder sogar etwas dunkleren violettgrauen Tönen durchsichtig. Die zweite Generation der Pyroxene in der Grundmasse zeigt noch öfters eine automorphe Ausbildung, wie die makroskopischen Kristalle. Die optischen Eigenschaften sind die folgenden: die Auslöschungsschiefe c : c schwankt zwischen 45—50°, optischer Charakter positiv; Bisektricendispersion so kräftig, daß Schnitte, welche nicht in der orthodiagonalen Zone liegen, im weißen Lichte nie auslöschen; Dispersion der einen optischen Achse gleichfalls sehr stark, im konvergenten Lichte zeigt die schwarze Hyperbel an den beiden Rändern sehr verschiedene (rötliche und violettblaue) Konturfarben. Alle diese Eigenschaften kennzeichnen den titanhaltigen basaltischen Augit; stellenweise kann man einen schwachen, für die basaltischen Augite charakteristischen Pleochroismus beobachten. Für titanhaltige basaltische Augite spricht endlich noch die Sanduhrstruktur, eine bei diesen Augiten höchst verbreitete Erscheinung. Allgemein sind die Augitkristalle frisch erhalten geblieben: bei der Zersetzung bildet sich Chlorit. Die automorphe Ausbildungsweise spricht dafür, daß der Augit in der Reihenfolge der Ausscheidungen eines der ersten Glieder war; als Einschlüsse kommen hauptsächlich die Erze und der Apatit vor. Bei einigen Vorkommen haben sich die makroporphyrischen Augitkristalle vollständig xenomorph ausgebildet und dabei sind sie mit einer Menge Feldspattäfelchen poikilitisch durchwachsen; der Augit bildet hier nur das Skelett, welches die Feldspatkriställchen mit einander verbindet. Die Augitkörnchen der zweiten Generation zeigen in manchen Trachydoleriten des Mecsekgebirges abweichende optische Eigenschaften: sie sind mit grüner Farbe durchsichtig, die Auslöschungsschiefe ($c : c$) ist ca. 60°, der optische Charakter positiv, Achsenwinkel sehr groß, nahezu 90°, Pleochroismus sehr schwach a = dunkelgrün, b und c = hellgrün, Bisektricendispersion sehr stark. Die Eigenschaften sind für den Aegyrinaugit charakteristisch. Selbständige Aegyrinaugitkristalle sind selten, etwas häufiger findet man die basaltischen Augite mit einem Mantel von Aegyrinaugit umgeben. Die Anwesenheit des Aegyrinaugit ist ein richtiger Beweis für den trachydoleritischen Charakter dieser Gesteine.

Unter den farbigen Gemengteilen kommt neben dem Pyroxen am häufigsten der Meroxen vor. Diesen Gemengteil findet man selten in größerer Menge in den Trachydoleriten des Mecsekgebirges; aber einzelne Schuppen fehlen fast nie. Diese Schuppen sind selten automorph,

meist vollständig xenomorph ausgebildet. In einigen Fällen kann man makroskopisch die Meroxene fast erkennen; sonst haben sie immer nur mikroskopische Dimensionen. Die optischen Eigenschaften sind die folgenden: Pleochroismus sehr kräftig: c = dunkelbraun, b = etwas heller braun, a = hell gelblichbraun; die Auslöschungsschiefe ist oft erkennbar $c : a = 1—2°$; diese Eigenschaften sind für die titanhaltigen Biotite charakteristisch. In größeren Mengen erscheint der Biotit in denjenigen Trachydoleriten, welche gleichzeitig Amphibol enthalten. Es ist überraschend, daß der Biotit der Zersetzung ziemlich lange widersteht; in manchen, sonst sehr stark zersetzten Trachydoleriten sind die kleinen Biotitfetzen vollständig frisch erhalten geblieben. Einschlüsse enthalten die Biotite nur ganz untergeordnet; stellenweise sieht man einige kleine Feldspattäfelchen. In der Ausscheidungsfolge ist der Biotit mit dem Augit gleichalterig oder noch etwas jünger. Der dritte farbige Gemengteil, der Amphibol kommt noch etwas seltener vor, als der Biotit. In makroskopischen Dimensionen findet man denselben nur höchst selten. Unter dem Mikroskope wurden die folgenden Eigenschaften festgestellt. Die Kristalle zeigen immer eine automorphe Ausbildung. Hauptform ist das Prisma, mit kleineren Flächen vertreten sieht man die Längsfläche und nie zu fehlen scheint auch die Querfläche; meist sind sogar die terminalen Domen- und Pyramidenflächen vorhanden. Nicht einmal die Spuren der magmatischen Resorption kann man an diesen Amphibolkristallen beobachten. Die optischen Eigenschaften sind die folgenden: Auslöschungsschiefe $c : c = 12—14°$, Doppelbrechung kräftig, Pleochroismus besonders kräftig, a = hellgelb, b und c = dunkelbraun, der optische Charakter negativ, Achsenwinkel sehr groß. Diese Eigenschaften deuten auf den basaltischen (Barkevikit-) Amphibol. Die parallele Verwachsung des Augit mit Amphibol ist weit verbreitet; einmal umgibt der Amphibol den Augit, ein andermal umgekehrt. Die Ausscheidung des Augit und Amphibol hat gleichzeitig stattgefunden.

Als den vierten farbigen Gemengteil der Trachydolerite des Mecsekgebirges haben wir den Olivin zu erwähnen. Selten fehlt er vollständig, fast überall ist er vorhanden, aber meist nur in ganz kleinen Quantitäten. Im allgemeinen zeigt er eine automorphe Ausbildung und ist immer makroskopisch. Die übrigen Eigenschaften sind die bekannten. Einschlüsse enthält er nur ganz vereinzelt; in der Reihenfolge der Ausscheidungen kommt er gleich nach dem Apatit und den Erzen, seine Kristallisation hat vor der Ausscheidung des Augit, Amphibol und Biotit stattgefunden. Im frischen Zustande wurde er nur in ganz seltenen Fällen erhalten; meist findet man denselben in eine aus

Serpentin und Kalzit bestehende Pseudomorphose vollständig umgewandelt.

Vor dem Olivin kristallisierten die Erze und der Apatit. Den letzteren findet man in den Trachydoleriten des Mecsekgebirges ständig in ziemlich großen Quantitäten. Die Kriställchen sind ziemlich automorph ausgebildet; sie erscheinen meist als gedrungene, seltener als schlanke Prismen und zeigen sämtliche habituelle Eigenschaften des Apatit (parallel der Kristallhauptachse geordnete stäbchenförmige Einschlüsse, Querteilung senkrecht zur Hauptachse etc.).

Von den primär entstandenen Erzen konnte man den Magnetit und den Ilmenit bestimmen; beide sind meist in bedeutenden Quantitäten vorhanden. Der Magnetit ist entweder automorph oder xenomorph ausgebildet; in den mehr verwitterten Gesteinen wird er mit einem leukoxenartigen Mantel umgeben, woraus man auf seinen Titangehalt schließen kann. Mancher Magnetit wandelt sich bei der Verwitterung größtenteils in Leukoxen um; in dem letzteren tritt das Gitter des Ilmenit hervor; dadurch wird es unzweifelhaft bewiesen, daß in dem Magnetit Ilmenittäfelchen eingewachsen waren. In mikroskopischen automorph ausgebildeten hexagonalen Täfelchen erscheint der Ilmenit außerordentlich häufig. Etwas seltener kommt die durchsichtige Varietät des Ilmenit, der Titaneisenglimmer vor. Er bildet entweder hexagonale automorph ausgebildete außerordentlich kleine Schüppchen, oder aber ebenso kleine Blättchen, deren Ränder zick-zackförmig gekerbt und eingebuchtet sind; meist werden die Schuppen in kleinen Häufchen zusammengedrängt. Die dünnsten Täfelchen sind mit einer rotbraunen Farbe durchsichtig; die etwas dickeren erscheinen opak schwarz. Stellenweise erreichen die Kristalle des Magnetit und nur äußerst selten auch des Ilmenit solche Dimensionen, daß sie mit der Lupe eben noch erkennbar sind.

Von den primären farblosen Gemengteilen konnte nur der Feldspat bestimmt werden. Trotz der eifrigsten Nachforschung, war es unmöglich, die Anwesenheit der feldspatvertretenden Mineralien zu konstatieren. Dennoch sind einige Umstände, welche darauf deuten, daß diese Gemengteile aller Wahrscheinlichkeit nach anwesend sind oder wenigstens anwesend waren. Zuerst verbindet die Blutverwandtschaft diese Trachydolerite eng mit den Phonolithen des Mecsekgebirges; zweitens kann man, wenn auch nur in ganz kleinen Quantitäten, den Aegyrinaugit in diesen Trachydoleriten finden; drittens läßt die chemische Zusammensetzung die feldspatvertretenden Mineralien erwarten. Wir werden weiter unten sehen, welche Umstände dazu beigetragen haben, daß diese Mineralien in den Trachydoleriten verschwunden sind.

Die Feldspate kommen meist in zwei Generationen vor. Die Individuen der ersten Generation sind ausschließlich Plagioklase, welche oft eine Dimension von mehreren Millimetern erreichen. Meist gehören sie der Labradorreihe an, aber es kommen auch saurere vor. Die Kristalle sind ziemlich automorph und allgemein tafelig parallel der Längsfläche ausgebildet. Meistens kann man nur wenige Zwillingslamellen beobachten. Einschlüsse enthalten sie sehr selten. In der Reihenfolge der Ausscheidungen kommen die Feldspate allgemein nach den farbigen Gemengteilen; dennoch kann man selten auch den entgegengesetzten Fall konstatieren. Sie zeigen keine richtige Zonenstruktur; der innere basischere Kern geht unmerklich in die äußere saurere Hülle über.

Die Feldspate der zweiten Generation sind gleichfalls tafelig parallel der Längsfläche und ziemlich automorph ausgebildet. Die Mehrzahl derselben gehört in die Reihe der Plagioklase, nur sind sie allgemein saurer als die makroporphyrischen Feldspate; meistens kann man die Andesin-Oligoklasreihe bestimmen. Ebenso wie die makroporphyrischen Plagioklase, werden sie aus wenigen Zwillingslamellen aufgebaut. Unter den Feldspattäfelchen der zweiten Generation kann man, zwar meistens nur in ganz kleinen Quantitäten und nicht allgemein verbreitet, dennoch sicher den Kalifeldspat nachweisen. Auf Grund der optischen Untersuchung ist dieser Kalifeldspat kein Orthoklas, sondern der Sanidin: der optische Achsenwinkel ist sehr klein, die Achsenebene liegt teilweise parallel-, teilweise normalsymmetrisch.

Es wurde schon oben hervorgehoben, daß frisches Glas in diesen Trachydoleriten nur selten nachgewiesen werden kann. In frischem Zustande ist dieses Glas bräunlich gefärbt und wird von zahlreichen opak-schwarzen Mikrolithen erfüllt. Die Menge des Glases bleibt immer so weit im Hintergrund zurück, daß die Gesteine eine fast holokristalline oder holokristallin-porphyrische Struktur haben. Werden die Feldspatleisten der Grundmasse etwas fluidal geordnet, so erinnert die Struktur gar an die Trachyte und an die trachytoiden Phonolithe. Richtige trachytoide Struktur kommt besonders bei den an Feldspaten reicheren Trachydoleriten vor.

Es wurde die überraschende Tatsache schon früher bemerkt, daß in den Trachydoleriten des Mecsekgebirges die feldspatvertretenden Mineralien vollständig fehlen. Kristallisierter Nephelin kommt nur in den beiden oben beschriebenen Phonolithen vor. Es ist höchst wahrscheinlich, daß der Nephelin in den typischen Trachydoleriten ursprünglich anwesend war; nur sind diese Gesteine in so einem Maßstabe zeolithisiert, daß der Nephelin vollständig verschwunden und in Zeolithe

umgewandelt ist. Von den Zeolithen kann man sicher zwei nachweisen, nämlich den Natrolith und den Analzim. Beide sind Natronzeolithe; das Gestein mußte eine bedeutende Quantität Natron enthalten, daß diese Zeolithe sich in solchen Mengen bilden konnten. Von den beiden Zeolithen ist der Analzim der verbreitetere; in jedem Gestein ist er zuhause. in manchen in wirklich überraschenden Quantitäten. Immer nur xenomorph ausgebildet, füllt er ausschließlich nur den Raum zwischen den übrigen Gemengteilen aus; makroskopisch kann man denselben nie erkennen. Die Bestimmung hat nur auf Grund der optischen Konstanten und der Spaltbarkeit stattgefunden; das Mineral ist isotrop, hat einen Brechungsexponenten von 1·487 (welcher mit Hilfe der Einbettung in stark lichtbrechenden Flüssigkeiten bestimmt wurde), spaltet gut parallel den Hexaëderflächen; selbst die Gesteine enthalten immer bedeutende Quantitäten von Natron und Wasser.

Der andere Zeolith, der Natrolith kommt entweder in eisblumenförmigen Kristallhaufen, oder in xenomorph ausgebildeten Körnchen vor; ebenfalls wie der Analzim, füllt derselbe meist nur den Raum zwischen den übrigen Gemengteilen aus; dennoch kann man stellenweise die Kristallform erkennen. Auf Grund der optischen Eigenschaften und der Spaltung kann der Natrolith leicht bestimmt werden; das Mineral spaltet nach den Prismaflächen unter 89°, die Brechungsexponenten haben die Werte um 1·48 (gleichfalls mit Hilfe der Einbettung in stark lichtbrechenden Flüssigkeiten bestimmt), Doppelbrechung schwach, optischer Achsenwinkel $2V =$ ca. 60°, optischer Charakter positiv; $a = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{c}$. In Bezug auf Quantität bleibt der Natrolith hinter dem Analzim zurück; in einigen Trachydoleriten fehlt er sogar vollständig. Es scheint, daß außer dem Natrolith und Analzim manche dieser Gesteine auch noch andere Zeolithe enthalten; dieselben konnten in dem verwickelten Zeolithgewebe der Grundmasse nicht genau bestimmt werden und werden weiter unten bei den betreffenden Vorkommen kurz erwähnt.

Es muß besonders betont werden, daß die an Zeolithen reichen Trachydolerite allgemein wenig Kalzit als Zersetzungprodukt enthalten: demgegenüber in den an Kalzit reichen Gesteinen, welche schon einen basaltischen Habitus haben, keine oder nur spärliche Zeolithe zu erkennen sind. Unter den durch Verwitterung sekundär entstandenen Gemengteilen spielt der Chlorit eine wichtige Rolle; derselbe bildet sich durch Verwitterung aus Augit, Amphibol und Glimmer; der Serpentin war größtenteils aus Olivin entstanden. Nur ganz vereinzelt kann man einige Epidotkörnchen und Häufchen erkennen. Die Verbreitung und chemische Zusammensetzung der typischen Trachydolerite

wird weiter unten mit den limburgitoiden Trachydoleriten gleichzeitig behandelt.

b) Limburgitoide Trachydolerite.

Um Mißverständnisse zu vermeiden, muß gleich eingangs bemerkt werden, daß mit der Bezeichnung «limburgitoid» hier nicht die Struktur, sondern die chemische Zusammensetzung der Gesteine ausgedrückt werden soll. Die basischen Trachydolerite des Mecsekgebirges stehen den Limburgiten in chemischer Beziehung sehr nahe; der Kieselsäuregehalt schwankt zwischen 42—44%. In struktureller Hinsicht sind diese Gesteine von den echten Limburgiten sehr abweichend, da sie kein Glas oder aber nur ganz untergeordnete Quantitäten enthalten; allgemein haben sie typische holokristallinische Struktur, nur stellenweise erscheint ein wenig Glas in der Form einer Mesostasis. Die Gemengteile sind im großen und ganzen dieselben, welche bei den typischen Trachidoleriten bekannt wurden; der tiefgreifende Unterschied liegt in dem gegenseitigen Verhältnis der farbigen und farblosen Gemengteile zu einander. Der reichliche Olivin und Augit sind auf den ersten Blick auffallend und lassen diese Gesteine sofort von den sauren Trachydoleriten unterscheiden. Die feldspatvertretenden Mineralien fehlen auch in diesen Gesteinen; aber außerdem fehlen noch die Zeolithe, die sauren Plagioklase und der Kalifeldspat. Die Abwesenheit dieser letzteren Mineralien ist wieder ein sicheres Kennzeichen der basischen Trachydolerite.

Die limburgitoiden Trachydolerite werden aus den folgenden wesentlichen Gemengteilen zusammengesetzt. Die Mineralien der ersten Generation sind: reichlicher Olivin und Augit, wenig Plagioklas. Der Magnetit muß teilweise gleichfalls zu den Gemengteilen der ersten Generation gerechnet werden, da seine Körnchen oft makroskopische Dimensionen erreichen und mit kleinen Augit- und Feldspateinschlüssen erfüllt werden. Die Gemengteile der zweiten Generation sind: reichlicher Olivin und Augit, wenig Plagioklas und Meroxen, endlich die Erze. Der Amphibol fehlt in beiden Generationen vollständig.

Die makroporphyrischen Feldspate sind sehr basische Plagioklase, sie gehören in die Labrador-Bytownit-Reihe; an den Spaltblättchen parallel der Längsfläche kann man eine Auslöschung von 22—27° messen. Meist sind sie parallel der Längsfläche tafelförmig automorph ausgebildet und werden nur aus wenigen Zwillingslamellen aufgebaut. Einschlüsse fehlen ziemlich vollständig; eine Verwitterung kann man selten beobachten. Die mehrere Millimeter großen makroporphyrischen Olivinkristalle sind immer automorph und wurden in manchen Gesteinen

in vollkommen frischem Zustande erhalten; Einschlüsse sind fast gar keine darin. Die makroporphyrischen Augitindividuen sind teilweise automorph, teilweise xenomorph ausgebildet; es ist auffallend, daß sie gar oft als Einschlüsse Feldspattäfelchen enthalten. Die optischen Eigenschaften deuten auf titanhaltigen basaltischen Augit, welcher makroskopisch schwarz erscheint und unter dem Mikroskope violettgrau durchsichtig wird.

Unter den Mineralien der zweiten Generation kommt der Olivin und der Augit teilweise in automorphen, teilweise in xenomorphen Körnchen vor; die Feldspattäfelchen und Leistchen sind ziemlich basische Plagioklase. Den Biotit kann man in ganz kleinen Quantitäten immer nur in Form winziger fetzenartiger Schüppchen erkennen. Außer den kleinen Magnetitkörnchen findet man noch das Mineral Ilmenit und zwar einerseits in größeren opakschwarzen Tafeln, wie anderseits in gekerbtkantigen oder scharf automorph begrenzten hexagonalen Schuppen, welche rotbraun durchsichtig sind. Diese Titaneisenglimmerplättchen treten in einem dieser Gesteine massenhaft auf und bilden da verschiedene Wachstumsformen, welche an die Farnkräuter erinnern. Apatit kommt überall in ziemlicher Quantität vor; die gedrungenen Stäbchen erreichen oft bedeutendere Dimensionen.

Bräunliches Glas kann man in mehreren Gesteinen, aber überall nur in kleiner Quantität nachweisen; dasselbe bildet eben nur eine Mesostasis.

Unter den infolge der Verwitterung sich sekundär gebildeten Zersetzungsprodukten kommen am häufigsten der Chlorit und der Serpentin vor; der erstere bildet sich aus dem Augit, der letztere aus dem Olivin: der Kalzit und der Limonit erscheinen nicht in besonders großen Quantitäten.

Die chemische Zusammensetzung der Trachydolerite.

Von den Trachydoleriten des Mecsekgebirges stehen acht Analysen zur Verfügung. Sieben wurden durch den Verfasser ausgeführt; von diesen gehören drei zu den typischen und vier zu den limburgitoiden Trachydoleriten. Außerdem wurde noch der typische Trachydolerit von Viganvár durch K. Emszt analysiert und das Resultat dem Verfasser zur Verfügung gestellt.

Alle vier typischen Trachydolerite sind in großem Maßstabe zeolithisiert; diesen Umstand kann man gleich an dem hohen Wassergehalt erkennen.

Einen der am meisten typischen Trachydolerite findet man in

der Nähe von Komló; das Gestein kommt in der nächsten Nachbarschaft der Mediterransedimente oben im Kohlgraben vor, welcher bei dem Ventilator mündet. Im grauen Gestein kann man als makroporphyrische Gemengteile nur einige Feldspattäfelchen erkennen: sonst ist es vollständig dicht und zeigt einen auffallenden Seidenglanz, welcher aller Wahrscheinlichkeit nach von dem reichlichen Zeolitgehalt herstammt. Unter dem Mikroskope kann man die folgenden Gemengteile erkennen: Orthoklas- (Sanidin) und sehr saure Plagioklasleisten in großer Menge: frische, violettgrau durchsichtige Augitprismen und -Körnchen, welche eventuell mit einem Mantel von Aegyrinaugit umgeben sind; braune Amphibolnädelchen (diese beiden farbigen Gemengteile bilden keine bedeutende Quantität); wenig Erz: viel Apatit; sekundäre Verwitterungsprodukte, nämlich Analzim in großer Menge, fein verteilt. Chlorit, wenig Kalzit und Limonit. Die Analyse ergab (Analyse Nr. 7):

	Gewichts-%	Molekular-%
Si_2O_2	49·65	58·53
TiO_2	1·54	1·36
Al_2O_3	18·67	12·94
Fe_2O_3	1·96	—
FeO	6·49	8·10
MnO	0·20	0·20
MgO	2·01	3·55
CaO	4·69	5·93
Na_2O	6·62	7·55
K_2O	2·44	1·84
P_2O_5	0·20	—
H_2O	5·36	—
Cl	Spuren	—
	99·83	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·69.

Die Osannschen Zahlen sind:

s	A	C	F	a	c	f	n	
59·9	9·39	3·55	14·23	6·9	2·6	10·5	8·0	Komló, Kohlgraben
63·5				8·0	2·5	9·5		Typus Arso
62				6	3	11		« Kolmer Scheibe.

In der Gruppe der Trachydolerite des Osannschen Systems[1] reiht sich das Gestein von Komló zwischen den Typen Arso und Kolmer

[1] Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. XX. 512.

Scheibe gut ein; eine bedeutendere Differenz kann man nur bei der Kieselsäure konstatieren.

Einen etwas basischeren Typus wie das Gestein von Komló repräsentiert der Trachydolerit, welcher im Steinbruch der Gemeinde Hosszúhetény aufgeschlossen wurde. Dieses Gestein, welches im Liasmergel einen Lagergang bildet, ist bei weitem nicht so dicht, wie das vorige; der äußere Habitus erinnert auffallend an die Essexite. Das graue Gestein ist mit weißen Punkten befleckt, mit Hilfe der Lupe kann man stellenweise den Feldspat und Augit erkennen. Unter dem Mikroskope sieht man die folgenden Gemengteile: Plagioklas- (Andesin-Labrador-) Tafeln; reichlichen Augit in makroskopischen und mikroskopischen Prismen und Körnchen, darunter auch wenig Aegyrinaugit; große Mengen brauner Biotittäfelchen und -Fetzen; bedeutend wenigere braune Amphibolnädelchen; viele Apatit- und Erzkörnchen; sekundäre Verwitterungsprodukte, nämlich grüne Serpentinpseudomorphosen (wahrscheinlich nach Olivin), Chlorit, sehr wenig Kalzit, viel Analzim und Natrolit, wenig Epidot und Pyrit. Außer dem Natrolith und dem Analzim enthält das Gestein noch einen anderen Zeolith; denselben konnte man nicht genau bestimmen; seine optischen Eigenschaften sind: schwache positive Doppelbrechung; kleiner Achsenwinkel; Lichtbrechung etwas stärker als bei dem Natrolith, aber schwächer als bei dem Kanadabalsam; auf Grund dieser Eigenschaften kann man eventuell an Heulandit denken. Die chemische Zusammensetzung ist die folgende (Analyse Nr. 8):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	47·08	51·04
TiO_2	2·22	1·92
Al_2O_3	17·26	11·65
Fe_2O_3	4·98	—
FeO	6·72	10·72
MnO	0·40	0·39
MgO	2·68	4·61
CaO	7·37	9·06
Na_2O	5·89	6·54
K_2O	1·47	1·07
P_2O_5	0·56	—
H_2O	3·31	—
Cl	Spuren	—
	99·94	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·93.

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
55·96	7·61	4·04	20·74	4·7	2·5	12·8	8·6	Hosszúhetény
62				6	3	11		Typus Kolmer Scheibe
57				3·5	3	13·5		« Chajorra.

Der Trachydolerit von Hosszúhetény gehört in dieselbe Osannsche Kolonne, wie das vorherige Gestein von Komló, nur repräsentiert er einen basischeren Typus: seine Formel reiht sich zwischen den Typen Kolmer Scheibe und Chajorra ein.

Der dritte Trachydolerit, welcher analysiert wurde, repräsentiert einen noch basischeren Typus. Das Gestein lagert sich östlich von Magyar-Egregy im dritten südlichen Seitengraben (von der Mündung aus gerechnet) des Tales von Hidas in die Juraschichten ein. Im dichten dunkelgrauen Gestein sind mit freiem Auge die einzelnen Gemengteile eben nur zu unterscheiden; aber mit der Lupe lassen sich schon der Feldspat und der Augit sicher erkennen. Unter dem Mikroskope wurden folgende Mineralien bestimmt: dicht aneinander gedrängte, dünne, fein zwillingsgestreifte Plagioklas- (Labrador-) Tafeln, deren äußere Hülle in Andesin-Oligoklas hinübergeht; reichliche automorph begrenzte Augitprismen: wenige und winzige Biotitfetzen: größere Erzkörnchen, die infolge der Verwitterung mit einer Leukoxenhülle umgeben sind; zahllose Schüppchen von Titaneisenglimmer: Apatitstäbchen: sekundäre Verwitterungsprodukte, nämlich Chlorit in großer Menge, wenig Kalzit, Natrolit und Analzim. Alle Gemengteile kommen nur in einer Generation vor. Obzwar das Gestein sehr stark zersetzt ist, enthält es dennoch wenig Kalzit. Aller Wahrscheinlichkeit nach hat dasselbe noch etwas braunes Glas enthalten, welches bei der Zersetzung vollständig verschwunden war. Die chemische Zusammensetzung ist die folgende (Analyse Nr. 9):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	44·93	53·22
TiO_2	2·74	2·43
Al_2O_3	17·65	12·29
Fe_2O_3	5·06	—
FeO	5·65	10·07
MnO	0·20	0·20
MgO	3·65	6·48
CaO	5·64	7·17
Na_2O	6·23	7·14
K_2O	1·33	1·00
P_2O_5	1·11	—
H_2O	5·69	—
Cl	Spuren	—
	99·88	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·77.

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
55·65	8·14	4·15	19·77	5·1	2·6	12·3	8·8	Hidaser Tal
55·96				4·7	2·5	12·8	8·6	Hosszúhetény.

Die beiden Gesteine vom Hidaser Tal und von Hosszúhetény zeigen untereinander in chemischer Beziehung keinen wesentlichen Unterschied; es wurde schon oben bemerkt, daß das Gestein vom Hidaser Tal einen etwas basischeren Typus repräsentiert.

Der Trachydolerit von Viganvár hat einen vollständig essexitartigen Habitus. Die Gemengteile, hauptsächlich der Amphibol und der Augit, erreichen eine Dimension von mehreren Millimetern. Der Amphibol und der Augit sind meist mit einander parallel verwachsen; der Amphibol umgibt mantelförmig den Augit. Die Menge des Biotit ist sehr unbedeutend; die stark zersetzten Feldspäte sind Plagioklase, doch findet man auch einige Orthoklaskristalle. Die übrigen Gemengteile sind: reichliche automorphe Apatitprismen, Erzkörnchen, wenig Muskovit, Epidot, Chlorit, Kalzit und viel Analzim.

Das Gestein wurde durch K. Emszt mit dem folgenden Resultate analysiert (Analyse Nr. 10):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	49·61	58·81
TiO_2	0·55	0·48
Al_2O_3	16·43	11·26
Fe_2O_3	6·53	—
FeO	5·11	10·67
MgO	2·78	4·86
CaO	5·62	7·02
Na_2O	5·81	6·55
K_2O	1·81	1·35
CO_2	0·51	—
Glühverlust	4·18	—
	98·94	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·84.

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
58·3	7·90	3·36	19·19	5·2	2·2	12·6	8·3	Viganvár.
59				5·5	2·0	12·5		Typus Niedermendig.

In der Osannschen Tabelle ist der Typus Niedermendig mit dem Trachydolerit von Viganvár fast vollständig identisch; das Gestein von Niedermendig wird durch Osann einerseits bei den Trachydoleriten, anderseits bei den Tephriten erwähnt. Somit zeigt das Gestein eine größere Verwandschaft mit den basischeren (limburgitartigen) Trachydoleriten.

Wie wir weiter unten sehen werden, ist die Mehrzahl der Trachydolerite des Mecsekgebirges in mineralogischer Beziehung mit den Gesteinen von Komló, vom Hidaser Tal und von Hosszúhetény vollständig identisch zusammengesetzt; jedenfalls ist die chemische Verwandtschaft unter diesen Gesteinen eine ebenso innige, wie die mineralogische.

Von den limburgitartigen Trachydoleriten wurden vier Analysen angefertigt. Das eine dieser Gesteine lagert sich in der obersten Zone des Tales von Márévár (westlich von der Straße nach Szászvár) in Malmkalksteine ein. Der äußere Habitus ist vollständig basaltartig. In die vollständig dichte dunkelgraue Grundmasse sind wenige automorphe Olivin- und Augitkristalle eingebettet. Die Gemengteile der Grundmasse kann man nur unter dem Mikroskope erkennen; dieselben sind: kleine Augitprismen und -Körnchen in großer Quantität; frisch erhalten gebliebene basische Plagioklastäfelchen in untergeordneter

Menge; Magnetitkriställchen und eine Glasbasis. Die letztere ist bei der Zersetzung ziemlich trüb und grünlich geworden; ursprünglich dürfte sie schlackigbraun gewesen sein; sie erfüllt eine jede Ecke zwischen den Feldspat- und Augitkristallen. Sonst ist das Gestein ziemlich frisch, nur die Glasbasis und der Olivin sind angegriffen. Die chemische Zusammensetzung wurde wie folgt bestimmt (Analyse No. 11):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	42·75	46·79
TiO_2	3·45	2·83
Al_2O_3	14·41	9·28
Fe_2O_3	5·88	—
FeO	6·38	10·64
MnO	0·11	0·10
MgO	7·56	12·41
CaO	11·50	13·49
Na_2O	3·17	3·36
K_2O	1·58	1·10
P_2O_5	0·54	—
H_2O	3·00	—
Cl	Spuren	—
	100·33	100·00

Spezifisches Gewicht = 3·18.

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
49·62	4·46	4·82	31·82	2·2	2·3	15·5	7·5	Tal von Márévár
49·5				2	2	16		Typus Hundskopf

In der Osannschen Tabelle zeigt das Gestein von Márévár die größte Verwandtschaft mit dem Typus Hundskopf; der letztere wird durch Osann nicht den Trachydoleriten, sondern den Nephelinbasaniten zugerechnet. In dem Gestein von Márévár ist gar kein kristallisierter Nephelin erkennbar und die Menge der basischen Plagioklase ist keine bedeutende; somit waren die farblosen Gemengteile nicht zur Kristallisation gekommen, sondern erstarrten in Form des Glases. Das letztere, welches schon ein wenig angegriffen wurde, muß eine nephelinitoidartige Zusammensetzung haben. Das Gestein selbst hat einen wirklich basanitartigen äußeren Habitus und infolgedessen kann dasselbe mit demselben Recht entweder den basischen Trachydoleriten oder den

Basaniten zugerechnet werden. Wie wir gleich in den folgenden überzeugt werden, repräsentiert das Gestein von Márévár einen richtigen Übergangstypus zu den limburgitartigen Typen.

Es wurde schon gleich eingangs bemerkt, daß mit dem Attributum «limburgitoid» nicht die Struktur, sondern die chemische Zusammensetzung der Gesteine charakterisiert werden soll. In Bezug auf die chemische Zusammensetzung, besonders den Kieselsäuregehalt reihen sich die limburgitartigen Trachydolerite zwischen den basischen Basaniten und den Limburgiten ein; die Menge der Alkalien bleibt immer ziemlich untergeordnet, so daß freier Nephelin nicht zur Auskristallisation kam.

In einem überraschend frischen Zustande sind diejenigen Trachydolerite erhalten, welche südlich von Magyaregregy den Malmkalkstein in Gangform durchzetzen. Diese Gänge sind südlich vom genannten Orte Magyaregregy bei der Mündung des Singödörtales an der östlichen Seite der Landstraße gut aufgeschlossen. Es sind außerordentlich zähe Gesteine mit einer typischen Porphyrstruktur. Die Grundmasse hat einen dunkelgrauen basaltischen Habitus. Die Gemengteile der ersten Generation, nämlich Olivin, Augit und Magnetit, sind an Zahl sehr reichlich, ihre Dimensionen bedeutend groß. Die schönen, vollständig frischen Olivinkörnchen haben einen Durchmesser von mehreren Millimetern und sind teilweise automorph, teilweise xenomorph ausgebildet; unter dem Mikroskope erkennt man in demselben nur außerordentlich feine Serpentinadern. Der makroskopisch schwarze, glänzende titanhaltige basaltische Augit wird im Dünnschliffe violettgrau durchsichtig und zeigt oft eine Zonen- oder Sanduhrstruktur; stellenweise enthält derselbe Feldspateinschlüsse. Zu den Mineralien der ersten Generation muß noch der Magnetit gerechnet werden, welcher oft mit Feldspat- und Augiteinschlüssen ganz erfüllt ist. Makroskopische Feldspattafeln (Bytownit) gehören zu den größten Seltenheiten. Die Gemengteile der Grundmasse sind: große Menge Augitkörnchen; basische Plagioklastafeln in untergeordneter Quantität; einige rostbraune Biotitfetzen: wenig Magneteisen, Ilmenit und Titaneisenglimmer, endlich Apatitstäbchen und sehr spärliches Glas.

Die chemische Zusammensetzung ist die folgende (Analyse No. 12):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	44·11	45·98
TiO_2	4·07	3·18
Al_2O_3	12·12	7·43
Fe_2O_3	3·52	—
FeO	9·93	11·38
MnO	0·20	0·18
MgO	10·55	16·49
CaO	10·80	12·06
Na_2O	2·80	2·82
K_2O	0·71	0·48
P_2O_5	0·33	—
H_2O	0·50	—
Cl	Spuren	—
	99·64	100·00

Spezifisches Gewicht = 3·37.

Die Osannschen Zahlen sind:

	A	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
49·16	3·30	4·13	35·98	1·5	1·9	16·6	8·5	Egregyer Tal
47·5				2	2	16		Typus Stempel
49·5				2	2	16		Typus Hundskopf
45				2	2	16		Typus Reichenweier
46·43				1·5	1·5	17·0		Sparbrod

Diese Tabelle überzeugt uns, daß wir die systematische Stellung des Gesteins von Egrégy unter den basischen Trachydoleriten zu suchen haben. Die größte Verwandtschaft zeigt der Typus Hundskopf, welcher in der Osannschen Tabelle [1] einen basischen Nephelinbasanit repräsentiert. Unter den «Hornblendebasalten» sind die Typen Stempel und Sparbrod etwas basischer wie das Gestein von Egregy; diese Hornblendebasalte werden von Rosenbusch [2] ebenfalls als Effusivformen des theralithischen Magma aufgefaßt und den trachydoleritischen Gesteinen zugerechnet, mit welchen sie eng verknüpft vorkommen. Unter den Limburgiten zeigt mit dem Gestein von Egregy der Typus Reichenweier die größte Verwandtschaft; einen wesentlichen Unterschied kann man nur bei dem Kieselsäuregehalt erkennen, indem der Typus Reichenweier bedeutend basischer ist als derjenige von Egregy.

Dem Gestein von Egregy sehr ähnlich sind jene Trachydolerite, welche östlich von Jánosi-puszta (in dem südlicheren Graben, welcher vom Mühlberg nach Jánosi-puszta führt) gut aufgeschlossen sind. An

[1] L. c. 514. u. 516.

[2] Elemente der Gesteinslehre. 3. Auflage. 440.

dieser Stelle durchbrechen die Trachydolerite gangförmig die Kalksteine der Malmformation. In der dunkelgrauen basaltischen Grundmasse sieht man reichliche Mengen von mehrere Millimeter großen Olivin- und Augitkristallen. Der Augit zeigt eine typische Zonenstruktur; die äußerste Zone ist tief violettgrau gefärbt und läßt sogar einen schwachen Pleochroismus erkennen. Dieser äußere Mantel wird oft mit Augit- und Feldspatkriställchen poikilitisch durchwachsen. Die Grundmasse besteht aus Augitkörnchen, Olivinkriställchen, Feldspatleisten, verschiedenen Erzen und einer Glasbasis. In der grauen Glasbasis erscheinen die Erze (Magneteisen, Ilmenit, Titaneisenglimmer) massenhaft und zwar teilweise kristallisiert, teilweise in verschiedenen skelettartigen Wachstumsformen. Das Gestein ist fast vollständig frisch; nur der Olivin befindet sich etwas angegriffen, es bildete sich teilweise ein wenig Serpentin, teilweise etwas Kalzit. Die chemische Zusammensetzung ist die folgende (Analyse No. 13):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	44·65	45·88
TiO_2	3·10	2·38
Al_2O_3	10·96	6·63
Fe_2O_3	3·69	—
FeO	8·96	10·52
MnO	0·10	0·08
MgO	12·75	19·65
CaO	11·57	12·74
Na_2O	1·95	1·94
K_2O	0·27	0·18
P_2O_5	0·41	—
H_2O	1·74	—
Cl	Spuren	—
	100·15	100·00

Spezifisches Gewicht = 3·26.

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
48·26	2·12	4·51	38·48	0·9	2·0	17·1	9·2	Mühlberg, südl. Graben
49·16	3·30	4·13	35·98	1·5	1·9	16·6	8·5	Egregy

Die Gesteine vom Mühlberg und von Egregy zeigen untereinander weder in mineralogischer, noch in chemischer Beziehung irgend einen wesentlichen Unterschied; das erste Gestein ist etwas basischer wie das letztere und infolgedessen zeigt das erstere mit den Hornblendebasalten und den Limburgiten eine noch nähere Verwandtschaft.

In dem nördlichen Graben, welcher vom Mühlberg nach Jánosipuszta führt, finden wir in den Kalksteinen der Malmformation eruptive Ganggesteine von ganz merkwürdigem äußeren Habitus. Dieselben haben

eine typische porphyrische Struktur. Die Grundmasse ist glanzlos, außerordentlich dicht und fast schwarz; makroporphyrisch ausgebildet sieht man ziemlich reichliche Feldspattafeln, wenige Augitkristalle und einige grüne chloritische Pseudomorphosen wahrscheinlich nach Olivin. Die Feldspattafeln sind basische Plagioklase und zeigen an der Längsfläche eine Auslöschung von 22—26°, somit gehören sie in die Bytownitreihe; sie sind vollständig frisch erhalten und haben einen starken Glasglanz. In der Grundmasse kann man unter dem Mikroskope ähnlich frische, basische Plagioklastäfelchen, dann Augitprismen und -Körnchen, große Mengen von Erzen, Chlorit und eine isotrope, trübe, bräunliche glasartige Masse erkennen. Die Zahl dieser Feldspat- und Augitkristalle ist nicht bedeutend; die Erze, nämlich Magneteisen, Ilmenit und Titaneisenglimmer erscheinen in solcher Menge, wie nirgends anderswo im Mecsekgebirge. Die Magneteisenkörnchen sind teilweise automorph, teilweise xenomorph ausgebildet, stellenweise erreichen sie ganz bedeutende Dimensionen. Der Ilmenit zeigt meist eine tafelige Ausbildung; den Titaneisenglimmer findet man außerordentlich reich. Alle diese Erze erscheinen auch in den schönsten Wachstumsformen: sie bilden drei- oder viereckige Gitter, farn- oder eisblumenförmige Gerippe etc. Die Grundmasse wird vollständig mit Chlorit durchtränkt; die isotrope, braune Glasbasis ist infolge der Verwitterung so stark getrübt, daß sie fast undurchsichtig wurde. Der reichliche Chlorit- und Wassergehalt verrät die weit fortgeschrittene Verwitterung. Die chemische Zusammensetzung ist die folgende (Analyse No. 14):

	Gewichts-%	Molekular-%
SiO_2	42·28	48·36
TiO_2	4·48	3·84
Al_2O_3	15·58	10·48
Fe_2O_3	6·18	—
FeO	8·77	13·66
MnO	0·22	0·21
MgO	4·88	8·37
CaO	9·95	12·20
Na_2O	2·42	2·67
K_2O	0·28	0·21
P_2O_5	0·55	—
H_2O	4·02	—
CO_2	0·20	—
Cl	Spuren	—
	99·81	100·00

Spezifisches Gewicht = 3·12

Die Osannschen Zahlen sind:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
52·20	2·88	7·60	26·84	1·5	4·1	14·4	9·3	Mühlberg, nördl. Graben
50				2	4	14		Typus Kork Creek

Dieses Gestein vom Mühlberg zeigt mit dem Typus Kork Creek der Hornblendebasalte die größte Verwandtschaft. Infolgedessen gehört dasselbe ebenfalls zu den Gesteinen des theralithischen Magma. Es befindet sich in einem ziemlich zersetzten Zustande und dies kann die Ursache des hohen Wertes von dessen «*c*» sein.

In der folgenden Tabelle sind sämtliche bekannte Analysen der Eruptivgesteine des Mecsekgebirges zusammengestellt.

1. Amphibolandesit. Östlich im Komlóer Tal nahe zu Szobákpuszta. Analytiker: Mauritz.

2. Phonolith. Somlóhöhe (Szamárhegy) südlich von Szászvár. Analytiker: Mauritz.

3. Phonolith. Steinbruch vor der Kuppe Dobogókő, Ujszászvár. Analytiker: Emszt.

4. Phonolith. Kövesdhöhe, Hosszúhetény. Analytiker: Gremse.

5. Phonolith. Kövesdhöhe, Hosszúhetény. Analytiker: Mauritz.

6. Phonolith. Kiskövesd, bei Vasas. Analytiker: Emszt.

7. Typischer Trachydolerit. Gang in dem Graben, welcher bei dem Ventillator in das Komlóer Tal mündet. Analytiker: Mauritz.

8. Typischer Trachydolerit. Steinbruch im Dorfe Hosszúhetény. Analytiker: Mauritz.

9. Typischer Trachydolerit. Gang in einem südlichen Seitengraben des Hidaser Tales. Analytiker: Mauritz.

10. Typischer Trachydolerit. In dem von Viganvár nach Hetvehely führenden Tale. Analytiker: Emszt.

11. Limburgitartiger Trachydolerit. In der oberen Zone des Márévárer Tales, westlich von dem Wege, welcher nach Szászvár führt. Analytiker: Mauritz.

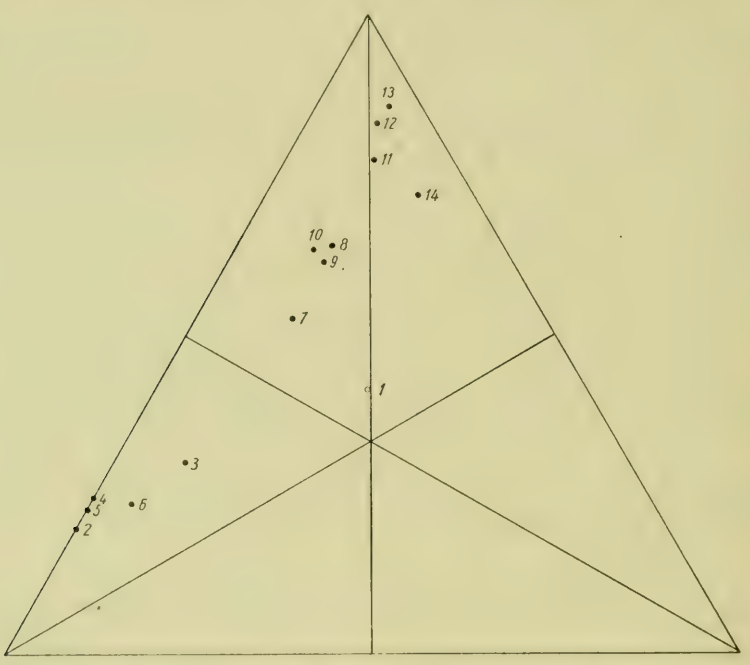
12. Limburgitartiger Trachydolerit. Egregyer Tal, bei der Mündung des Singödörgrabens. Analytiker: Mauritz.

13. Limburgitartiger Trachydolerit. Aus dem südlicheren Graben, welcher vom Mühlberg nach Jánosi-puszta führt. Analytiker: Mauritz.

14. Basaltartiger Trachydolerit. Aus dem nördlicheren Graben, welcher vom Mühlberg nach Jánosi-puszta führt. Analytiker: Mauritz.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	60·96	56·67	57·75	58·33	58·43	58·97	49·65	47·08	44·93	49·61	42·75	44·11	44·65	42·28
TiO_2	0·66	Spuren	0·71	0·13	Spuren	0·61	1·54	2·22	2·74	0·55	3·45	4·07	3·10	4·48
Al_2O_3	17·63	19·64	19·50	19·31	19·82	20·18	18·67	17·26	17·65	16·43	14·41	12·12	10·96	15·58
Fe_2O_3	3·40	3·45	2·65	3·77	2·74	2·18	1·96	4·98	5·06	6·53	5·88	3·52	3·69	6·18
FeO	1·27	0·86	3·12	0·69	1·16	1·51	6·49	6·72	5·65	5·11	6·38	9·93	8·96	8·77
MnO	0·21	0·06	0·22	—	0·08	0·55	0·20	0·40	0·20	—	0·11	0·20	0·10	0·22
MgO	2·25	0·02	0·10	0·27	0·02	0·12	2·01	2·68	3·65	2·78	7·56	10·55	12·75	4·88
CaO	4·92	1·25	1·71	1·15	1·08	1·02	4·69	7·37	5·64	5·62	11·50	10·80	11·57	9·95
Na_2O	3·97	10·08	7·11	8·93	9·70	8·45	6·62	5·89	6·23	5·81	3·17	2·80	1·95	2·42
K_2O	2·19	4·07	4·86	5·08	4·09	4·28	2·44	1·47	1·33	1·81	1·58	0·71	0·27	0·28
P_2O_5	0·18	0·03	—	0·02	0·02	—	0·20	0·56	1·11	—	0·54	0·33	0·41	0·55
	—	—	SO_3 =	0·12	0·44 =	Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	2·20	3·66	2·68	2·39	2·34	2·32	5·36	3·31	5·69	4·18	3·00	0·50	1·74	4·02
CO_2	—	—	—	0·04	—	—	—	—	—	0·51	—	—	—	0·20
	99·84	99·79	100·41	100·23	99·92	100·19	99·83	99·94	99·88	98·94	100·33	99·64	100·15	99·81
Sp. Gew.	2·75	2·66	—	—	2·63	—	2·69	2·93	2·77	2·84	3·18	3·37	3·26	3·12
s	68·7	67·1	67·4	67·8	67·9	68·4	59·9	55·9	55·6	58·3	49·6	49·2	48·3	52·2
a	5·9	16·0	11·9	15·0	15·4	14·1	6·9	4·7	5·1	5·2	2·2	1·5	0·9	1·5
c	5·8	0·0	1·8	0·0	0·0	1·2	2·6	2·5	2·6	2·2	2·3	1·9	2·0	4·1
f	8·3	4·0	6·3	5·0	4·6	4·7	10·5	12·8	12·3	12·6	15·5	16·6	17·1	14·4
n	7·3	7·9	6·9	7·3	7·8	7·5	8·0	8·6	8·8	8·3	7·5	8·5	9·2	9·3
Si	58·5	51·9	54·0	53·1	53·1	54·2	49·0	46·9	45·8	49·3	43·7	44·4	44·4	46·0
Al	19·7	21·1	21·3	20·7	21·2	21·6	21·2	19·5	21·1	18·8	16·3	13·4	12·2	18·5
Fe	3·6	3·1	4·4	3·1	2·8	2·1	6·8	9·3	8·5	8·9	9·4	10·4	9·8	12·2
Mg	3·2	0·0	0·1	0·4	0·0	0·2	2·9	3·9	5·3	4·0	10·9	14·9	18·0	7·4
Ca	5·0	1·2	1·7	1·1	1·0	1·0	4·8	7·6	5·9	5·9	11·9	10·9	11·7	10·8
Na	7·3	17·9	12·8	15·7	17·1	14·9	12·3	11·0	11·8	10·9	5·9	5·1	3·6	4·7
K	2·7	4·8	5·7	5·9	4·8	5·0	3·0	1·8	1·6	2·2	1·9	0·9	0·3	0·4

Es ist genügend, nur einen Blick auf das OSANNsche Dreieck zu werfen, um die Blutverwandtschaft der Eruptivgesteine des Mecsekgebirges zu erkennen. Einsam steht der Projektionspunkt (1) des Andesites, der alleinige Repräsentant des granito-dioritischen Magma. Dieser Punkt fällt gerade in das Zentrum des für die Andesite bestimmten Gebietes. Die Projektionspunkte der Gesteine des foyaitisch-theralitischen Magma liegen auf einer Linie, ausgenommen das Gestein vom Mühlberg (14), von welchem schon oben bemerkt wurde, daß dasselbe



Die Projektionspunkte im OSANNschen Dreieck.

ein ganz merkwürdiges und ziemlich zersetztes Gestein ist. Der hohe Wert von «c» hat seinen Grund aller Wahrscheinlichkeit nach in dem zersetzten Zustande des Gesteins. Bei den typischen Trachydoleriten ist der theralitische Charakter noch stark ausgedrückt; die limburgitartigen Typen reihen sich zwischen den Basalten, Basaniten und Limburgiten ein. Vergleicht man die Metallatomprozente mit der BECKEschen Tabelle,[1] so erkennt man sofort, daß die Phonolithe und die Trachydolerite zu den Gesteinen der atlantischen Sippe gehören; die

[1] TSCHERMAKS Mineralogische und petrographische Mitteilungen. XX. 209.

limburgitartigen Trachydolerite zeigen aber etwaige Verwandtschaft mit den echten Basalten. Auffallend ist der so hohe Wert des Eisens in den Eruptivgesteinen (Trachydoleriten) des Mecsekgebirges, welchen Wert die Gesteine des Böhmischen Mittelgebirges in der Beckeschen Tabelle nie erreichen.

Die geographische Verbreitung der Trachydolerite.

Die basaltähnlichen limburgitoiden Trachydolerite bilden das Zentrum des Eruptivgebietes. Die typischen vier Fundorte wurden schon bei den Analysen erwähnt (Analyse No. 11—14). In vollständig frischem Zustande befindet sich das Gestein, welches im Egregyer Tale bei der Mündung des Singödörgrabens (in den östlichen Wänden der Landstraße) die Kalksteine der Malmformation gangförmig durchbricht (Analyse No. 12). Etwas weniger frisch erhalten ist jener limburgitoide Trachydolerit erhalten, welcher im südlicheren vom Mühlberg nach-Jánosi-puszta führenden Graben ebenfalls gangförmig die Kalksteine der Malmformation durchbricht (Analyse No. 13).

Ganz ähnliche Typen, wie die Gesteine von Egregy und vom Mühlberg kommen am Baglyasberge östlich von Magyaregregy vor. Die Gesteine dieser drei Fundorte kann man auch makroskopisch leicht erkennen und von den übrigen Eruptivgesteinen des Mecsekgebirges unterscheiden. Die Kennzeichen sind: typische porphyrische Struktur, dunkelgraue basaltische Grundmasse; makroporphyrisch ausgebildete viele, große, frische Olivin- und Augitkristalle und sehr spärliche Feldspattafeln.

Einen alleinstehenden Typus repräsentiert jener basaltartige Trachydolerit, welcher im nördlicheren, vom Mühlberg nach Jánosi-puszta führenden Graben ebenfalls die Kalksteine der Malmformation gangförmig durchbricht (Analyse No. 14). In der grauschwarzen, außerordentlich dichten Grundmasse erkennt man makroporphyrisch ausgebildet viele Feldspattafeln und einzelne farbige Gemengteile; in chemischer Beziehung zeigt das zersetzte Gestein etwas Verwandtschaft mit den echten Basalten. Teilweise ähnliche Typen, wie die drei eben erwähnten Trachydolerite, findet man noch an einigen Punkten des Mecsekgebirges.

In dem vierten Seitengraben des Hidaser Tales (die Numerierung von der Mündung, d. h. vom Egregyer Tal gerechnet) durchbricht die Sedimente der Juraformation ein ähnliches Gestein. In der schwärzlichgrauen dichten Grundmasse erkennt man unter dem Mikroskope eine ziemlich bedeutende Menge des braunen Glases. Die makroporphyri-

schen Gemengteile, nämlich der Olivin und Augit sind bedeutend kleiner und an Zahl geringer, als in den vorher erwähnten Trachydoleriten. Der Feldspat ist auf die Grundmasse beschränkt, in der Anordnung der Leisten kann man eine fluidale Struktur erkennen. Außer dem Feldspat und dem Glas enthält die Grundmasse eine große Quantität Erz- und Augitkriställchen. Gesteine von ganz ähnlicher Zusammensetzung und ähnlichem Habitus durchbrechen östlich von Magyaregregy in der obersten Zone des Singödörtales gangförmig die Kalksteine der Malmformation.

Endlich kann noch jener limburgitartige Trachydolerit hierher gerechnet werden, welcher schon bei den Analysen erwähnt wurde (Analyse No. 11), derselbe kommt im obersten Abschnitt des Márévárer Tales (westlich von dem nach Szászvár führenden Wege) in die Kalksteine der Malmformation eingelagert vor. In diesem Gestein ist die Zahl der makroporphyrischen Gemengteile noch minder, wie in den vorherigen; die Grundmasse enthält nur wenig Glas.

Von ganz merkwürdiger Zusammensetzung sind die Gesteine der folgenden Fundorte.

Szabolcs-Kolonie, 5 m mächtiger Gang in den kohlenführenden Schichten der Liasformation; ca. 450 m nördlich vom Ventillator (gut aufgeschlossen in dem Graben, welcher bei dem Ventillator mündet). Fast alle Gemengteile sind makroskopisch; vorherrschend ist der Augit, mehr untergeordnet kommt der Amphibol vor, Olivin ist sehr spärlich; der seltene makroskopische Feldspat bildet nur xenomorphe Körnchen. Der Augit zeigt sämtliche Eigenschaften des typischen Titanaugit (starke Dispersion, schwacher Pleochroismus) und ist oft mit dem frischen braunen Amphibol zusammengewachsen. Der Feldspat und der Olivin sind ziemlich verwittert. Die Menge der Grundmasse ist sehr spärlich; sie besteht aus Amphibol-, Augit-, Erz- und Apatitkriställchen und -Körnchen; stellenweise kann man einen Biotitfetzen erkennen. Das Gestein enthält eine bedeutende Menge Verwitterungsprodukte, nämlich Kalzit und Chlorit. Die Struktur erinnert an die Camptonite.

Frisch erhaltene Trachydolerite von ähnlicher Zusammensetzung, aber bedeutend feinerem Korn sind in dem Graben aufgeschlossen, welcher von der Kolonie Somogy nach dem Dorfe Vasas führt; diese Gesteine durchbrechen in der Form W—E streichender Gänge die kohlenführende Liasformation. Der äußere Habitus erinnert an die Dolerite; die Gesamtfarbe ist grauschwarz; keiner der Gemengteile hat sich makroporphyrisch ausgebildet; die ungefähr gleich großen Körnchen können mit freiem Auge noch gerade erkannt werden. Die Gemengteile sind: reichliche automorph begrenzte Amphibol- und spärlichere

Augitkristalle, sehr wenig Olivin, Erze, Apatit, xenomorphe basische Plagioklaskörnchen, einzelne Biotitfetzen, sekundäre Verwitterungsprodukte, nämlich wenig Kalzit und Chlorit. Ähnlich wie bei dem vorherigen Gestein, erinnert die Struktur ganz an die Camptonite. Abweichend von den übrigen, hat einer dieser Gänge eine porphyrische Struktur, indem der Olivin und der Augit makroporphyrisch ausgebildet ist; diese automorph ausgebildeten Gemengteile erreichen eine Dimension von 2—4 Millimetern. An diesen Augitkristallen kann man am besten die Zonenstruktur und die gesetzmäßige Verwachsung mit dem Amphibol beobachten. Der Kern der Augitkristalle ist oft vollständig farblos, die äußere Zone ist violettgrau gefärbt und zeigt eine starke Dispersion. Die gesetzmäßige Verwachsung mit dem Amphibol kann man häufig beobachten; sonst findet man keine makroporphyrischen Amphibolkristalle. Die basischen, xenomorph ausgebildeten Feldspatkristalle kommen nur in der Grundmasse vor.

Gleichfalls etwas an die Camptonite erinnert jener Trachydolerit, welcher am nördlichen Rande des Szamárberges, in dem nach Császta führendem Tale vorkommt. In dem weißgesprenkelt grauen Gestein kann man makroskopisch wenig Olivin und reichliche Mengen automorph ausgebildeter Amphibolkristalle erkennen. Die parallele Verwachsung des Amphibols mit Augit ist sehr verbreitet. Der Augit bleibt in Bezug auf Quantität und Korngröße hinter dem Amphibol zurück. Die Individuen dieser beiden Gemengteile werden oft zu kleinen Häufchen zusammengeballt. Der Biotit kommt in Form zahlreicher Blättchen und Fetzen vor; es ist überraschend, daß derselbe oft mit einer Menge Feldspat-, Apatit- und Augiteinschlüssen erfüllt wird. Von den Erzen kann man den Ilmenit und den Magnetit erkennen, häufig sind die Leukoxenkörnchen, welche mit Titaneisenblättchen durchwachsen sind. Stellenweise kommt auch der sekundär entstandene Pyrit vor. Die Grundmasse besteht aus Plagioklastafeln und vielen zeolithischen Zersetzungsprodukten (Analzim und Natrolith). Die farbigen Gemengteile dominieren über den farblosen. Der vorherrschende Amphibol verleiht dem Gestein einen camptonitartigen Charakter.

Schon zu den typischen Trachydoleriten muß derjenige Gang gerechnet werden, welcher im dritten südlichen Seitengraben des Hidaser Tales (die Numerierung von der Mündung, d. h. vom Egregyer Tale aus gerechnet) aufgeschlossen sich befindet; das homogene hellgraue Gestein wurde schon bei den Analysen erwähnt (Analyse Nr. 9).

Einen Übergangstypus zwischen den basischen und saueren Trachydoleriten repräsentiert jenes Gestein, welches im obersten Abschnitt des Márévárer Tales, westlich von den nach Szászvár führenden Straße,

die Kalksteine der Malmformation durchbricht. In der dichten Grundmasse sieht man kleine Augit- und Olivinindividuen ausgeschieden; die xenomorph ausgebildeten Augitkörnchen sind mit einer Menge von Feldspatleisten poikilitisch durchwachsen. Die Gemengteile der Grundmasse sind: dünne lange Plagioklasleisten (Andesin-Labrador) in großer Quantität, Biotitfetzen, Erze (Magneteisen, Ilmenit, Titaneisenglimmer), Augitkörnchen: sekundäre Verwitterungsprodukte, nämlich Chlorit, Kalzit, Eisenoxyde, reichlicher Natrolith und Analzim.

Ebenfalls einen Übergangstypus repräsentiert jener Trachydolerit, welcher im Hidaser Tal nächst Szobákpuszta vorkommt. Die Struktur desselben ist eine typisch porphyrische; die erste Generation besteht aus vielen automorph ausgebildeten Augitkristallen und Feldspattafeln. Die Gemengteile der zweiten Generation sind: wenig Augitkörnchen (teilweise bräunlichviolette Titanaugite, teilweise grüne Aegyrinaugitprismen), viele Feldspattafeln (Plagioklase und Sanidine), Biotitfetzen, Magnetitkörnchen und Skelette, Ilmenittafeln, große Mengen von Titaneisenglimmerblättchen, Apatitstäbchen, sekundäre Verwitterungsprodukte, wie Natrolith, Analzim, Eisenoxyde, Chlorit und Kalzit.

Am weitesten verbreitet findet man die typischen Trachydolerite in der südlichen Umgebung von Komló. Die wichtigsten Vorkommen sind die folgenden.

In Komló, nahe bei der oberen Arbeiterkolonie, bildet das Gestein Gänge in dem Mergel, welcher die Kohlenflöze der Liasformation bedeckt. In dem weißgesprenkelt grauen Gestein kann man makroskopisch nur einzelne Feldspattafeln bestimmen. Unter dem Mikroskope erkennt man die herrschende Menge der Feldspatleisten (Andesin-Labrador), welche dicht aneinander gedrängt sind, wenig Biotitfetzen, Magneteisenoktaëderchen, Apatitstäbchen, große Quantitäten von Chlorit, Kalzit, Eisenoxyden und wenig Analzim.

In ähnlicher Lagerung kommt ein typischer Trachydolerit bei Komló in dem Graben vor, welcher bei dem Ventillator mündet. In dem ziemlich frischen, dunkelgrauen, dichten Gestein sieht man mit freiem Auge nur einige Feldspattafeln und sehr spärliche Augitkörnchen. Die Gemengteile der Grundmasse sind: dicht aneinander gedrängte Plagioklasleisten, Biotitfetzen, sehr wenig Amphibol, reichlicher Natrolith und Analzim, wenig Chlorit und Kalzit.

Bei Komló, ganz oben in dem Graben, welcher bei dem Ventillator mündet, schon in der Nachbarschaft der miozänen Sedimente findet man das merkwürdige seidenglänzende Gestein, welches schon früher bei den Analysen erwähnt wurde (Analyse Nr. 7). Dasselbe ist ein Repräsentant der typischesten Trachydolerite.

Aus dem Steinbruche vom Sóstótal in Komló, wird ein ähnliches Gestein gefördert: dasselbe durchbricht hier den Mergel der Liasformation. Das weissgesprenkelt fahlgraue zersetzte Gestein enthält als makroporphyrische Gemengteile wenige Plagioklastafeln, einzelne Augit- und Magnetitkörnchen; die Gemengteile der Grundmasse sind: saure Plagioklasleisten, wenige frische Augitkörnchen, einzelne Biotitfetzen, Apatitstäbchen, Magnetitoktaëderchen, viel Chlorit, Kalzit, Serpentin und endlich eine große Quantität Analzim.

Die Kohlenflöze von Komló werden ebenfalls von den typischen Trachydoleriten durchbrochen. Relativ frisches Gestein findet man im Annaschacht. Das dunkelgraue dichte Gestein hat die folgende Zusammensetzung. Makroporphyrische Gemengteile sind: wenige automorph begrenzte Augitprismen mit Zonenstruktur (die äußerste Zone ist violettgrau gefärbt; häufig kann man die parallele Verwachsung mit Amphibol beobachten), wenige Plagioklastafeln und ziemlich viele Olivinpseudomorphosen. Die Gemengteilen der Grundmasse sind: viele automorph ausgebildete Augit- und Amphibolprismen, Plagioklasleisten, Biotitfetzen, Erze, Apatitstäbchen und reichlichere Mengen von Chlorit, Kalzit und Analzim.

In dem ersten westlichen Querstollen des Annaschachtes sieht man einen stark zersetzten Trachydolerit aufgeschlossen. In dem fahlgrauen Gestein ist der reichliche makroporphyrische Feldspat (Andesin-Labrador) merkwürdig frisch erhalten; die Grundmasse befindet sich in einem vollständig verwitterten Zustande; ihre Gemengteile sind: saure Plagioklasleisten, frische Magnetitoktaëderchen, einzelne Biotitfetzen, Apatitstäbchen und reichliche Mengen von Kalzit, Chlorit, Analzim und Eisenoxyde. Frischer Augit ist überhaupt nicht mehr erkennbar.

Die großen Blöcke, welche Vadász[1] im Mélyvölgy (= Tiefer Graben) bei Mánfa gefunden hat und welche äußerlich den Andesiten des Mecsekgebirges ähnlich sind, haben sich gleichfalls als typische Trachydolerite erwiesen; anstehend konnten sie nicht gefunden werden. In dem dunkelgrauen dichten Gestein sind makroporphyrisch wenige Plagioklastafeln und einige Amphibolprismen ausgebildet: die Gemengteile der Grundmasse sind: reichliche automorph begrenzte Amphibolprismen, frische Biotitfetzen, saure Plagioklasleisten, Sanidintäfelchen, Apatit, Magneteisen und Ilmenit; endlich Kalzit, Chlorit und Analzim in einer Quantität, die nach der makroskopischen Betrachtung nicht

[1] l. c.

zu erwarten wäre. Auffallend ist die frische Erhaltung des Amphibols und des Biotits.

Eigentlich nicht zu den Trachydoleriten, sondern eher zu den körnigen Essexiten zu rechnen wäre jenes Gestein, welches in der Nähe von Abaliget in der oberen Zone des Petőcbaches den plattigen Kalkstein der oberen Werfener Schichten durchbricht. In diesem Gestein kann man leicht mit freiem Auge die farblosen oder weißen Feldspattafeln und die dunklen Amphibol- und Augitprismen unterscheiden. Die Gemengteile sind: ringsherum automorph begrenzte Amphibolprismen, deren äußerste Zone dunkler gefärbt und stärker pleochroistisch ist wie der innere Kern; Augitprismen mit Sanduhrstruktur, welche häufig mit dem Amphibol parallel verwachsen sind; in herrschender Quantität Feldspattafeln, welche meist Perthite (bestehend aus Sanidin und saurem Plagioklas), seltener basischere Plagioklase sind; kleine Biotitfetzen, welche meist mit dem Augit und dem Amphibol verwachsen sind; große Erzkörnchen; kleine Apatitstäbchen; sekundäre Verwitterungsprodukte: Muskovithäufchen, wenig Kalzit und Epidot, reichliche Mengen von Analzim, welche hauptsächlich auf Kosten des Feldspates sich gebildet hatten. Der äußere Habitus des Gesteines erinnert in vieler Beziehung an die Teschenite.

Ein diesem Gesteine ähnlicher Typus kommt im Nyárasbach bei Hetvehely vor; derselbe durchbricht dortselbst die Muschelkalkschichten. Das grünlichgraue stark zersetzte Gestein hat als herrschenden Gemengteil den perthitischen Feldspat (Sanidin und sauren Plagioklas); von farbigen Gemengteilen kann man nur den halbwegs in Chlorit umgewandelten Biotit erkennen; vollständig frisch erhalten findet man die Apatitstäbchen und teilweise auch den Magnetit. Die Grundmasse ist mit Kalzit und Chlorit innig durchtränkt.

Außer den bis jetzt erwähnten Vorkommen sind trachydoleritische Gesteine noch an vielen anderen Punkten des Mecsekgebirges aufgeschlossen. Bei denselben ist meist die Verwitterung so weit fortgeschritten, daß einzelne Gemengteile vollständig verschwunden sind. In dem Folgenden werden noch einige solche Vorkommen kurz erwähnt und dabei die besonders charakteristischen Eigenschaften hervorgehoben.

Im mittleren Teil des Hidaser Tales lagert sich ein zersetzter Trachydolerit in die Kalksteinschichten der Malmformation ein; die Kennzeichen sind: fahlgraue dichte Grundmasse; einzelne makroporphyrische Olivinpseudomorphosen, Feldspattafeln und Augitprismen; viele Kalkspatmandeln. Die Grundmasse besteht aus Feldspatleisten, Erzpartikeln, Kalkspat, Chlorit und Eisenoxyden.

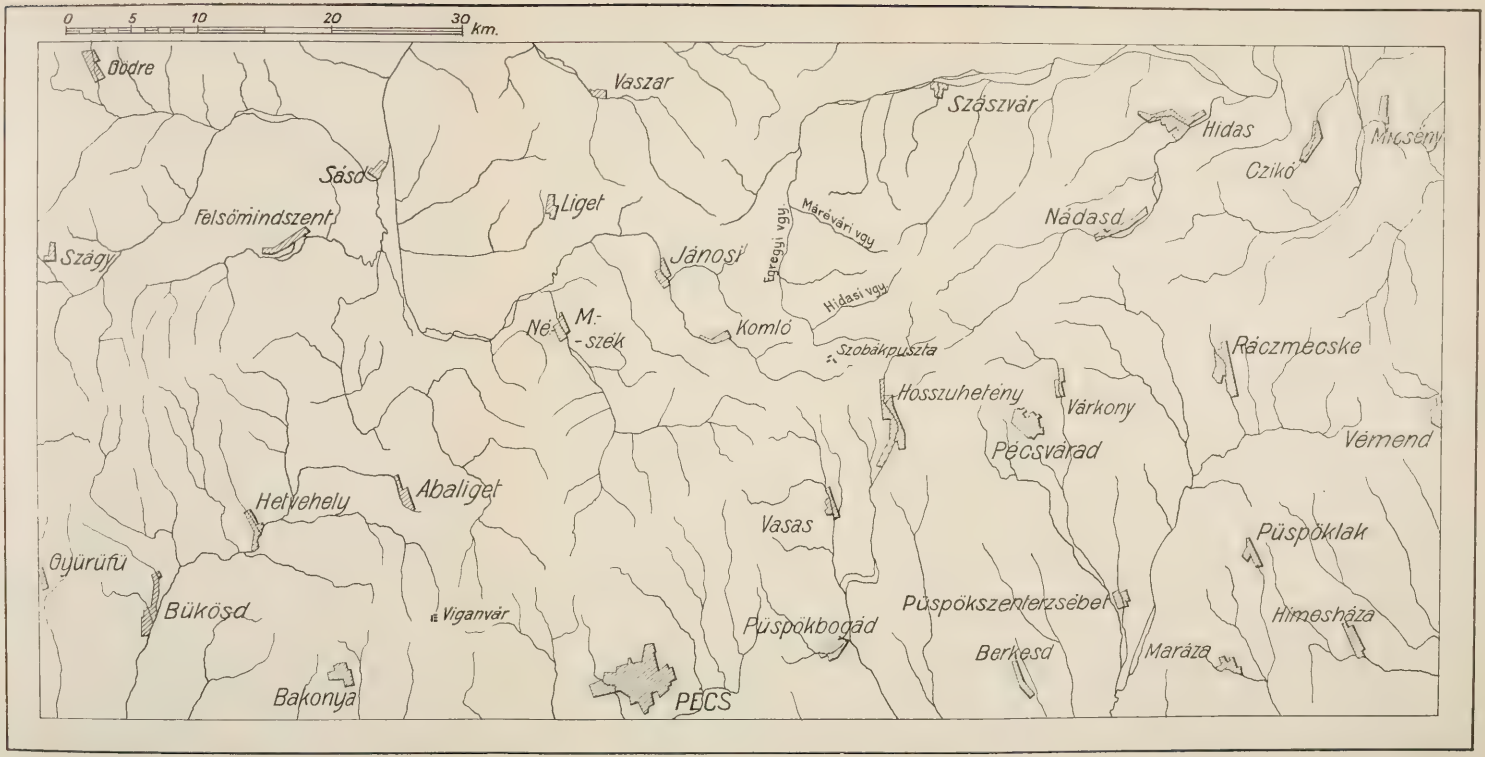
Zu den basischeren Trachydoleriten gehören jene Gänge, welche

die Kohlenflöze von Szászvár durchbrechen. In etwas frischerem Zustande haben dieselben eine dunkelgraue Farbe, welche bei der Verwitterung vollständig fahl wird. Stellenweise zeigen sie eine sphärische Absonderung; häufig ist die Mandelsteinstruktur, die Mandeln wurden hauptsächlich mit Kalkspat erfüllt. Diese Gänge hat man einerseits unten in der Grube öfters durchfahren, aber anderseits sind sie an der Oberfläche, besonders im Bache, welcher nach dem Dorfe Szászvár fließt, gut aufgeschlossen; an einem Punkte kann man den Kontakt mit den Kalksteinen der Tithonformation gut beobachten. Sie haben immer eine typische porphyrische Struktur; die Gemengteile der ersten Generation sind: wechselnde Menge der basischen Plagioklastafeln und der Augitkriställchen; wenige Olivinpseudomorphosen; die Mineralien der zweiten Generation sind: saurere Plagioklasleisten, Augitkörnchen, Erze (Magnetit, Ilmenit, Titaneisenglimmer), eventuell etwas Biotit, Apatit. Die Menge der Verwitterungsprodukte (Kalzit, Chlorit, Serpentin und Eisenoxyde) wird häufig so bedeutend, daß die originellen Gemengteile gar nicht zu erkennen sind.

Vollständig zersetzter Trachydolerit lagert sich an zwei Punkten bei Szentkút zwischen die Schichten der Werfener Schiefer ein. In dem dichten Gestein kann man unter dem Mikroskope nur die Plagioklasleisten, die Magnetitkörnchen und die Apatitstäbchen erkennen; sonst ist dasselbe vollständig in Kalzit, Chlorit und Eisenoxyde umgewandelt.

Ähnlich zersetzte Gesteine durchbrechen im Thommenschacht bei Vasas die kohlenführende Formation zwischen dem zweiten nnd dritten Kohlenflöz. In dem fahlgrauen Gestein wandelten sich die farbigen Gemengteile fast vollständig in Kalzit- und Chloritpseudomorphosen um; man kann nur die Plagioklasleisten, Biotitfetzen, Apatitstäbchen und die Erzkörnchen bestimmen. Als sekundäre Verwitterungsprodukte findet man außer dem Chlorit und Kalzit noch den Epidot und den Muskovit.

Endlich ganz ähnlich zersetzte Trachydolerite hat man bei Gelegenheit der Bohrung auf Kohle im Császtaer Tale in die Mergeln der Liasformation eingelagert gefunden.



Andesit | Trachydolerit | Phonolith

Verbreitung der Eruptivgesteine im Mecsekgebirge.

Vaszar
Sásd
Felsőmindszent
Nádasd

7.

ADDITIONS TO THE FOSSIL HERPETOLOGY OF HUNGARY FROM THE PANNONIAN AND PRAEGLACIAL PERIODE.

By Dr. ST. J. BOLKAY,

ASSISTENT AT THE BIOLOGICAL LABORATORY OF THE TRAINING COLLEGE FOR SECONDARY TEACHERS.

[WITH PLATES XI. XII. AND 5 TEXTFIGURES.]

Hidas
Mecsény
Czikó
Nádasd
Ráczmecske
Várkony
Vérmend
Püspöklak
Himesháza
Maráza

Phonolith

7.

ADDITIONS TO THE FOSSIL HERPETOLOGY OF HUNGARY FROM THE PANNONIAN AND PRAEGLACIAL PERIODE.

By Dr. ST. J. BOLKAY,

ASSISTENT AT THE BIOLOGICAL LABORATORY OF THE TRAINING COLLEGE FOR SECONDARY TEACHERS.

[WITH PLATES XI. XII. AND 5 TEXTFIGURES.]

Dezember 1913.

Mr. Theo. Kormos Ph. D. has entrusted me with the description of the rich collection of herpetological material of the Royal Hungarian Geological Institution, orginating from the Pannonian and Præglacial (Interglacial?) periode.

The material is in a relatively good condition, and originates from six localities: Polgárdi, Beremend, Püspökfürdő, Villány (Nagyharsányhegy), Csarnóta and Brassó.

All the remains are as old as Præglacial (Interglacial?) excepting those of Polgárdi, which occure intermixed with the remains of Hipparion fauna.

The richest localities are Polgárdi, Beremend and the Somlyóhegy near Püspökfürdő.

From the localities mentioned I can enumerate 9 species of Amphibians, and 13 of Reptiles.

Out of the Amphibians 2, from the Reptiles 5 species are new for science.

List of species accompanied by the localities:

Amphibians:

1. *Molge Karelinii* Strauch (Brassó).
2. *Bombinator pachypus* Bp. (Brassó).
3. *Pelobates robustus* n. sp. (Polgárdi).
4. « sp. (Püspökfürdő, Beremend).
5. *Bufo vulgaris* Laur. (Polgárdi, Püspökfürdő).
6. « *viridis* Laur. (Beremend, Püspökfürdő, Villány, Csarnóta, Brassó).
7. *Rana esculenta* L. (Polgárdi, Beremend, Püspökfürdő, Csarnóta, Brassó).
8. *Rana Batthyányi* n. sp. (Polgárdi).
9. « *fusca* Rös. (Brassó).

Reptiles:

1. *Testudo* sp.[1] (Polgárdi).
2. *Ophisaurus intermedius* n. sp. (Püspökfürdő).
3. *Anguis polgárdiensis* n. sp. (Polgárdi).
4. « *fragilis* L. (Püspökfürdő).
5. *Varanus deserticolus* n. sp. (Beremend).
6. *Lacerta viridis* Laur. (Püspökfürdő, Csarnóta, Villány, Brassó.
7. *Tropidonotus natrix* L. (Polgárdi, Brassó, Püspökfürdő).
8. « *tessellatus* Laur. (Polgárdi, Brassó, Püspökfürdő, Beremend, Villány).
9. *Zamenis hungaricus* n. sp. (Polgárdi).
10. *Coluber Kormosi* n. sp. (Polgárdi).
11. *Coronella austriaca* Laur. (Brassó).
12. *Vipera Gedulyi* n. sp. (Polgárdi).
13. « *berus* L. (Brassó).

Description of the remains.

Amphibians:

1. Molge Karelinii Strauch.

An about complete skull and 6 parabasale. The following pieces are lost from the skull: maxillary from the left side, all the tympanic, quadrate and pterygoid bones.

The skull is rather large, a great deal larger, than that of typical *Molge cristata*. The series of palatal teeth are clearly visible and are ∧ shaped. The limits of bones in general are obliterated, the whole skull being encrusted with lime.

There are 11 dentaries from the lower jaw in relatively good condition.

Locality: Brassó, Fortyogóhegy (præglacial red clay).

2. Bombinator pachypus Bp.

Two atlas and a pterygoid bone are left.

Locality: Brassó, Fortyogóhegy (præglacial red clay).

[1] I will describe this tortoise in a later articel of mine.

3. Pelobates robustus n. sp.

(Plate XI, Figs. 1—5.)

Eight fragmentary pieces of maxillary, a pair of præmaxillary and 4 angulare are left from the skull.

This species exceeds in size the largest specimens of *Pelobates cultripes* Cuv.

Maxillary is not covered with osteoderms in such great extent as that of *Pelobates cultripes*, being the under half of maxillary quite smooth. Characteristic is the furrow, which originates at the posterior margin of orbit and divides in two branches, the one stretching forward. the other backward.

This bifurcated furrow divides the osteoderms in two parts.

The præmaxillaries differs from those of *Pelobates cultripes* in the peculiarly depressed form of the ascending processes.

Processus coronoideus of angulare is carved out like a spoon.

From the hyoid apparatus the only remain is a thyreoid process.

The pelvic girdle is represented by an ileum, on which we may clearly observe the characteristic marks of the genus *Pelobates* viz. the total absence of tuber superior, and the presence of a canal extending from the inner margin of ileum, through the neck of ileum till the acetabulum.

The only remain of posterior extremity is an os cruris.

Locality: Polgárdi (pannonian filling of a hole on the Bányahegy).

4. Pelobates sp.

There are yet in the collection 3 ileums, which belong without doubt to the genus *Pelobates*. Regarding the great difference which exist between the Beremend, Püspökfürdő fauna on one hand, and between the Polgárdi on the other, I dare not determine this ileums as *Pelobates robustus* Br., therefore I denote it as *Pelobates* sp.

I think however that the remains[1] stand nearer to *Pelobates robustus* Br., than to the recent *Pelobates fuscus* Laur.

Locality: Beremend (præglacial red clay with bean-ore), Püspökfürdő (præglac. red sand with stone-fragments).

[1] Especially the Beremend ileum.

5. Bufo vulgaris Laur.

This species differs from those of living now, only in the greater proportions of its bones. There are in the collection bones of the skull, and other components of the skeleton. (Fig. 1.)

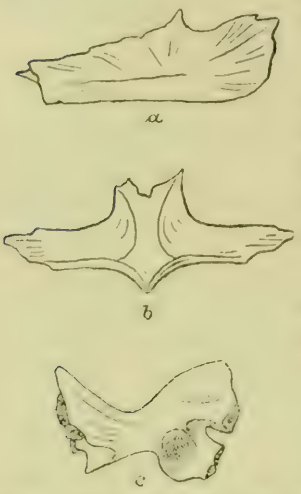


Fig. 1. *Bufo vulgaris* Laur. *a*=maxillary (from the right side), *b* × os parabasale, *c* = scapula (from the right side), Magn. 2 ×. Püspökfürdő.

Notwithstanding the fronto-parietals of the specimen of Püspökfürdő are much larger than those of the recent, but this may be not a basis for specific distinction, being the fossil *Bufo vulgaris* more robust, than the recent ones.

Locality: Polgárdi (pannonian filling of a hole), Püspökfürdő (præglac. red sand with stone-fragments on the Somlyóhegy).

6. Bufo viridis Laur.

The same case, as with the preceding species.

The only difference between the fossil and the recent ones, the greater development of tuber superior on the ileum.

Locality: Beremend (red clay), Püspökfürdő (red sand with stone-fragments), Villány (yellowish-brown clay), Csarnóta (bone breccia), Brassó, Fortyogóhegy (red clay).

All are præglacial.

7. Rana esculenta L.

The remains, which enable us to determine surely the presence of *Rana esculenta* in this epoche, are not satisfying for detailed studies.

The species has flourished already from the Pannonian age, the proof of which is the occurence of the species from all the localities mentioned.

Depéret has stated the presence of the species in the Rousillon fauna.[1]

[1] Ch. Depéret: Les animaux pliocènes du Roussillon. Mém. Soc. géol. de France, Paleont. Mém. 3. Paris, 1890. V. 173. Pl. XVIII. Figs. 21–25.

Locality: Polgárdi, Beremend, Püspökfürdő (Somlyóhegy), Csarnóta, Brassó (Fortyogóhegy).

8. Rana Batthyányi n. sp.

(Plate XI, Fig. 6—7.)

The 7 ileums preserved differs from those of the *Rana* type in the following; the ileum on the region of neck bent in a great arch, there is no trace of a spina pelvis anterior, similarly the tuber superior is very weakly developed.

The considerable size of this animal is well indicated by the large fragments of maxillary, which are numerous in this collection.

The only remain of vertebral column is a fragment of the fourth vertebra, also large sized. It belongs yet to the remains two fragments of os cruris.

Locality: Polgárdi.

I name this new species to the honour of Count Lewis Batthyány, the owner of the Polgárdi estates.

9. Rana fusca Roesel.

One ileum, one femur, several tibias and metatarsal bones, one coracoid, two humeri and three angulare.

Locality: Brassó (Fortyogóhegy).

Reptiles:

a) Tortoises.

1. Testudo sp.

Several remains.

Locality: Polgárdi.

b) Lizards.

2. Ophisaurus intermedius n. sp.

Mr. Kormos has already described from this genus beautiful remains from Polgárdi under the name of *Ophisaurus pannonicus.*[1]

[1] Kormos T. A polgárdi pliocén-csontlelet. Földt. Közl. XLI. köt. 63—64. lap.

The present collection contains six osteoderms from Püspökfürdő. The osteoderms are so large, that I can not unite them with *Ophisaurus apus*, therefore I propose to name it *Ophisaurus intermedius*. According to my opinion, this animal may have been the connecting link between *Ophisaurus pannonicus* and *Ophisaurus apus*.

Locality: Püspökfürdő, Somlyóhegy.

3. Anguis polgárdiensis n. sp.

(Plate XII, Fig. 1.)

One parietal, two maxillaries and a fragmentary piece of dentary. Parietal differs from that of Anguis fragilis, in having the trace of a scutum interparietale in the form of a wide triangle, the two branches pointing directly to the front corners of parietal.

In connection with this I see, that the trace of a scutum occipitale is present on this species. I never observed this trace on recent parietal bones of *Anguis fragilis*.

A further peculiarity of this species is, that the teeth are more robust, less curved and more blunt than those of Anguis fragilis.

Locality: Polgárdi, Bányahegy.

4. Anguis fragilis L.

This species is represented by a complete parietal, a complete dentary, a fragmentary maxillary and three osteoderms.

It is worth to note, that the remains are in all respect identical with those of a typical *Anguis fragilis* except the teeth, in which respect it closely resembles to *Anguis polgárdiensis* Br.

Locality: Püspökfürdő, Somlyóhegy.

5. Varanus deserticolus n. sp.

(Plate XII, Fig. 2.)

Fig. 2. Dorsal vertebra of *Varanus deserticolus* n. Beremend. Magn. 2 ×.

One of the most interesting phænomena in the collection is the genus *Varanus*, which is represented by a fragment of dentary, with a complete and a fragmentary tooth, and a vertebra.

The only complete tooth which is to be found in the dentary is rather flattened, and nearly straight, blunt at the end.

The vertebra is one of the dorsals and pretty large. (Fig. 2.)

On this vertebra we may clearly observe the processi obliqui directed strongly upwards, and the large horizontal-oval glenoid cavity.

Locality: Beremend.

6. Lacerta viridis Laur.[1]

Beautiful remains especially from Csarnóta and Püspökfürdő, agreeing entirely with the same bones of *Lacerta viridis*, for which reason a detailed description is superfluous.

Locality: Püspökfürdő, Csarnóta, Villány, Brassó,

c) Snakes.

7. Tropidonotus natrix L.

I have the unmistakeable remains of this species before me from Polgárdi, Püspökfürdő and Brassó. An about complete and several fragmentary parietals, and a complete basioccipital from Polgárdi, a complete maxillary with teeth and complete parietal from Püspökfürdő.

Locality: Polgárdi, Püspökfürdő, Brassó.

8. Tropidonotus tessellatus Laur.

14 pieces of articulare, a fragment of dentary, an os transversum, a part out of the basisphænoid and a parietal not quite complete are left from this species.

Locality: Polgárdi, Beremend, Villány, Püspökfürdő, Brassó.

9. Zamenis hungaricus n. sp.

(Plate XII, Fig. 3.)

I describe this new species from a unique quadrate, which, examening all of its characters stand nearest to the genus *Zamenis*.

Taking into consideration, that the quadrate is one of the very characteristic bones in the snakes, and as I can't identify it with the

[1] Here may be mentioned, that there are yet in the collection a great many dentaries, and fragments of maxillaries from Püspökfürdő, Polgárdi and Brassó. This may origine from one or several species of *Lacerta* (or perhaps of an other genus) but the determination for the incompletness of the remains is almost impossible.

spp. of *Zamenis* occurring in our monarchy, I feel fully entitled to establish a new species upon it.

The minute investigation of the neighbourhood of Polgárdi would be desirable respecting the validity of this species.

Locality: Polgárdi.

10. Coluber Kormosi n. sp.

(Plate XII, Figs. 4–8.)

A præmaxillary, a fragment of palatine, five pieces of maxillary, two transversi, a fragmentary piece of basisphænoid, a basioccipital, and three quadrates.

I establish on this material the new species, which is the nearest ally of *Coluber longissimus* Laur.

Comparing the præmaxillary with that of *Coluber longissimus*, the following peculiarities could be noticed: the anterior margin bent in a low arch, it is less carved out behind the two lateral processes, and the two little processes arising at the right and left side of processus nasalis are separated from the great process by a fine furrow. Processus nasalis softly widening upwards, in opposition to that of *Coluber longissimus*, which is parallel.

It is conspicuous on the palatine, that the flag-like process (Plate XII. Fig. 5.) is better developed, this process originating in general by a wider basis out of the palatine, and its lateral margin is more upfolded.

The characteristic marks of transversum are, that the handle of the bone is relatively longer, slightly bent, the gulf between the flag and the small thorn is less deep.

The median furrow on the ventral side of basisphænoid wider and much deeper than that of *Coluber longissimus*.

Basioccipital is pentagonal. Its lateral processes are strongly developed. Near to the anterior margin of basioccipital there are two protuberances, serving for adhesion of muscles.

This protuberances are connected with a weak transverse keel. This keel has a continuation in the middle-line and bifurcates again before the condylus occipitalis like a-⅄.

Quadrates differs not from those of *Coluber longissimus*.

Locality: Polgárdi.

I named this new species to the honour of Mr. Theo. Kormos Ph. D. Roy. Hungarian Geologist, by the kindness of whom, I was able to study this material, and who has collected most of the remains here described.

11. Coronella austriaca Laur.

A complete basisphænoid (Fig. 3.), a fragmentary basioccipital, a quadrate and four pieces of articulare. This are the traces of the species from this epoche.

The bones agrees entirely with the recent and corresponding parts of *Coronella austriaca* Laur.

Locality: Brassó, Fortyogóhegy.

Fig. 3. *Coronella austriaca* Laur. Basisphænoid. Magn. 4 ×.

12. Vipera Gedulyi n. sp.

(Plate XII, Figs. 9—12.)

Nine præfrontals, two frontals, two fragments of parietal, one prooticum, one lateral occipital, 19 pieces of maxillary (7 with poison-fangs), 33 pieces of transversum, 15 basisphænoid, eight basioccipital, 26 articulare, and 206 separate poison-fangs. (Fig. 4.)

Before te characterisation of this species, I must notice, that the cause for which I separated it from *Vipera ammodytes* L. is the relatively old age and the considerably larger size of this Viper.

If we take the bones singly, we are surprised by the great degree of agreement which this species shows with *Vipera ammodytes.*

I describe in the following only the bones presenting at least some difference from the same parts of *Vipera ammodytes* L.

On the anterior margin of the maxillary's ascending process there is a strong bony keel, which don't permit us to see the total outline of the process. This keel is obliterated on *Vipera ammodytes,* and the outline of the whole process is clearly visible in front.

On the posterior aspect of maxillary there is a deep transverse canal, which is never as deep as in *Vipera ammodytes.*

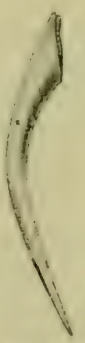


Fig. 4. *Vipera Gedulyi* n. Poison-fang. Polgárdi. Magn. 5 ×.

Transversum differs from that of *V. ammodytes* that the ventral surface is not carved out totally, only at the dilated part of it.

The posterior end of the basisphænoid is in all cases examined drawn out in a point.

From this point a median keel takes its origine, this keel bifur-

cates in the front third of the bone, and vanishes in the direction of the two anterior lateral processes.[1]

A conspicuous beak-like process on the basioccipital, pointing backwards, is never developed in such degree on the Sand-Viper. The general shape of basioccipital is triangular, and narrower, till that of the Sand-Viper is rather pentagonal and wider.

Locality: Polgárdi.

I dedicate this new species to the honour of my friend Prof. O. de Gedúly, who put at my disposal precious material to compare with.

Fig. 5.
Vipera berus L. Basisphænoid. Magn. 4 ×. Brassó.

13. Vipera berus L.

There is a complete, and a fragmentary basisphænoid in the collection. (Fig. 5.)

Locality: Brassó, Fortyogóhegy.

*

There are yet a great many vertebræ and ribs of snakes in the collection, but the specific distinction of them is almost impossible.

Zoogeographical and phylogenetic connexion.

If we look over the list of Amphibians and Reptiles living in Hungary during the Pannonian and Præglacial (Interglacial?) Periods, we may see that except *Rana Batthyányi* By. which has at present no relatives in Europe, all the species mentioned have direct descendants here on one hand or in Asia-Minor and Syria on the other.

I understand under the sentence of «have direct descendants here an one hand», that the species here occurring, occur in Asia-Minor and Syria, that is to say in West-Asia also.

There are namely between the species enumerated a few such, — as for instance *Varanus deserticolus* By. and *Pelobates robustus* By. — the probable descendants of which live now exclusively in Syria, being this the most north-western point of their distribution. *Varanus deserti-*

[1] This two lateral processes on the anterior third of bone are too characteristic on the basisphænoid of Vipers, and are in opposition to *V. ammodytes*, strongly developed in *Vipera Gedulyi* By.

colus has a relative in *Varanus griseus* Daud., and *Pelobates robustus* in *Pelobates syriacus* Bttgr.[1]

We may solve the whole problem by this two species. To this reckon yet amongst the Amphibians *Molge Karelinii* Strauch, amongst the Reptiles *Ophisaurus pannonicus* Korm., the descendants of which live now in the mediterranean region.

Ophisaurus pannonicus Korm. undergoing perhaps on some changes, has lingered yet for a time in the environs of Püspökfürdő.

It seems to be in general, that Püspökfürdő was a refuge for several now mediterranean species in the Præglacial and even in the Pleistocen periode.

I am inclined to refer the remains of *Lacerta viridis* Laur. here described to the form-group of *Lacerta major* Blgr. that is to say *Lacerta strigata* Eichw. living now in Asia-Minor and Syria also.

The incompletness of the remains prevented me however to unite them with the species here mentioned.

In this manner only the logical supposition remains, that there, where *Ophisaurus* and *Molge Karelinii* were found, the natural surroundings were not the same as should be favourable to the typical *Lacerta viridis;* so that by this reason we could rather suppose the ancestor of *Lacerta major*, the descendant of which is still now occurs side by side with *Ophisaurus* and *Molge Karelinii.*

In account of seeing this whole question as lightly as possible, let us suppose, that before the Glacial periode, strictly speaking in the Pannonian age, when the climatic zones were not yet so sharply limitid as now, this southern and south-western species may have been distributed all over the Periarctic and Palæarctic regions of to-day.

In the time, when the first great glaciers came from the north, the more delicate species little by little extincted, others less delicate remained on several protected spots, and spreading out from them, populated our pleistocenic regions.

After the definite withdrawal of the glaciers the mediterranean and south-western asiatic species have reconquered their ancestral territoriums northwards as far, as the newly warmed up climate made it possible.

All the species, which lived here in this periods and live here

[1] I compared during the description *Pelobates robustus* with *Pelobates cultripes* Cuv., having no material from *Pelobates syriacus*. The latter species otherwise agrees strictly with *Pelobates cultripes* in osteological marks.

now too in a wide distribution, proof, that they were stronger against the catastrophes of the Glacial-periods; in opposition to this the weaker disappeared without any trace, or remained in their descendants in regions which were perhaps not disturbed by the Glacial periodes.[1]

These are well illustrated by the genus *Varanus* on one hand, which already does not live more in Europe, and by *Pelobates robustus* on the other, the one probable descendant of which, *Pelobates syriacus* lives now in Asia-Minor and Syria, an other relative *Pelobates cultripes* is a native of South-France and the Iberian Peninsula.

There is yet an other species of *Pelobates* in Europe viz. *Pelobates fuscus*, the Garlic-Toad, which has the widest distribution of all. I consider this species as the direct descendant of *Pelobates robustus*, evoluting already in the Præglacial periode, the proofs being the ileum's of Püspökfürdő and Beremend.

I refer however the Beremend ileum rather to *Pelobates robustus*, regarding the presence of *Varanus desertícolus*.

Considering the fact, that the *Anguis* remains of Püspökfürdő are most nearly related to the typical *Anguis fragilis*, if not exactly identical with it, the ileum of Püspökfürdő belongs more probably to *Pelobates fuscus*.

We could search for the relation or origin regarding our fauna in the Pyrences, that is to say in the Iberian Peninsula.

So we are looking in vain for the relation of *Zamenis hungaricus* between the form-group of *Zamenis Dahlii* Fitz. or *Zamenis gemonensis* Laur., we rather find that in the form-group of *Zamenis hippocrepis* L.

This supposition is thoroughly justified by the *Macacus* remains having found by Mr. Kormos at Csarnóta[2] hardly distinguishable from the *Macacus innuus*, living now on the extreme south of Spain and in Morocco.

The species treated in this article has undergoing from the Pannonian periode on some changes only, caused by the slow changes in the climatic and soil conditions. The only visible result of this changes was, that the skeleton of Reptiles and Amphibians has lost its former robust structure.

It had to be conspicuous already at the course of my descriptions,

[1] Kormos T.: A magyarországi præglaciális fauna származástani problémája. Koch-Emlékkönyv. Budapest, 1912.

[2] Kormos T.: A magyarországi præglaciális fauna származástani problémája. Koch-Emlékkönyv. Budapest, 1912.

that most of the species mentioned differs from those of living now in the more robust structure, that is to say in the more robust skeleton.

Such are for instance: *Pelobates robustus* BY., *Ophisaurus pannonicus* KORM., and *Vipera Gedulyi* BY., all being judged after their skeletal remains two-or three-times as large as their direct descendants living at present.

I already mentioned of the *Bufo vulgaris* living in this epochs, that its fronto-parietal was much wider and more robust, than that of the recent *Bufo vulgaris*.

I refer in the same category *Rana Méhelyi* BY. which was also a larger animal than its direct descendant *Rana fusca* RÖS.[1]

But this is a general phænomenon observed at all the species being not only as old as Pannonian, but at Pleistocenic species too.

Such are: *Bufo vulgaris* LAUR., *Bufo viridis* LAUR., *Rana esculenta* L., *Rana Méhelyi* BY., *Anguis fragilis* L., *Lacerta viridis* LAUR., *Tropidonotus natrix* L., *Tropidonotus tessellatus* LAUR.

We may conclude, that all the genera and species respectively, characterized at present by strongly bony skeletal parts, are more ancient and are more dying out, or rather they give place with their descendants to a generation characterized — following the line of phyletic evolution — by the continual degeneration of the skeleton.

The Amphibians and Reptiles of to-day merely are the epigons of a class, flourishing in bygone-ages. The robust Amphibians and Reptiles living under the tropics exhibit some contradiction against this theory, but this is only a superficial view, because these are also the descendants of giant ancestors — one could say; living fossils so that the life under the Equator to-day is only a weak remembrance of the life long age disappeared during the various geological ages around the periarctic regions.

The difference between the vertebrates of our temperate zones and those of the tropical zones is as follows: till the first mentioned has run through all the various stages of geological evolution, from the beginning of organic life — the others stopped in the evolution and show the life disappeared on our regions in the Tertiary-periode.

We look in vain for a phylogenetic connexion of our vertebrates

[1] BOLKAY, ST.: On the pleistocenic predecessor of *Rana fusca* RÖS. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Reichsanst. Bd. XIX. Heft 3, p. 159.

towards the Equator, as we could find it in our own regions through various geological ages. The vertebrates really have their relations from the Equator to the Poles, but this is not at all a phyletic series, because the real blood-relation is to be found through the series of extinct forms.

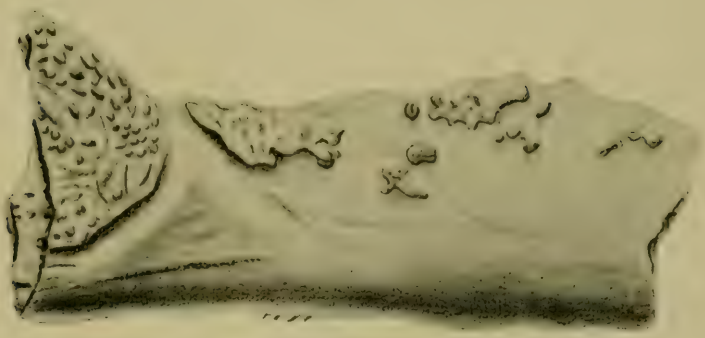
The relation from the Equator to the Poles mentioned above, according to my opinion, is in fact the short recapitulation of the real phyletic evolution, on which all the species — living under the temperate zone — have undergone from the beginning of organic life till to-day.

EXPLANATION OF PLATE XII.

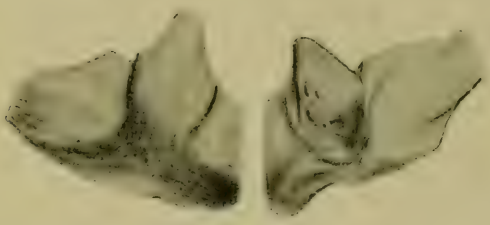
1. *Anguis polgárdiensis* n., Parietal. Polgárdi.
2. *Varanus deserticolus* n., A fragmentary piece of the left mandible.
3. *Zamenis hungaricus* n., Quadrate. Polgárdi.
4. *Coluber Kormosi* n., Præmaxillary. Upper view. Polgárdi.
5. « « Palatine from below. Polgárdi.
6. « « Transversum. Polgárdi.
7. « « Quadrate. Polgárdi.
8. « « Basioccipital. Polgárdi.
9. *Vipera Gedulyi* n., Front view of maxillary with a fragmentary poison-fang. Polgárdi.
10. « « Transversum, broken in the middle. Polgárdi.
11. « « Basisphænoid, outer view. Polgárdi.
12. « « Basioccipital, outer view. Polgárdi.

All the figures are magnified 6-times. The original examples belong to the Royal Hungarian Geological Institution.

M. k. Földt. Int. Évk. XXI. köt. XI. tábla.
Mitt. a. d. Jahrb. K. Ung. Geol. Reichsanst.
Bd. XXI. Taf. XI.



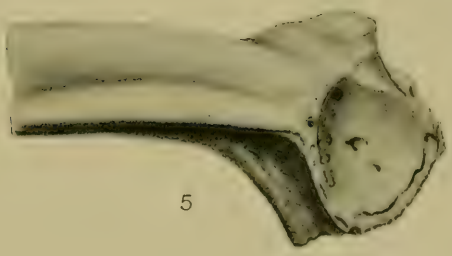
1



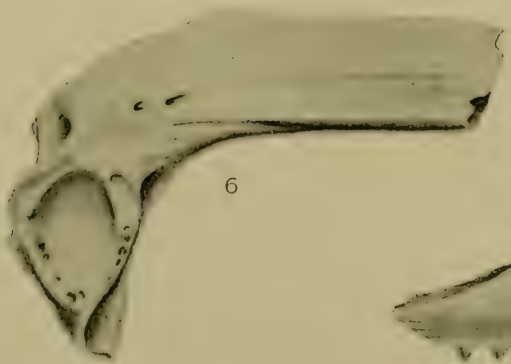
2

3

4



5



6

7

BOLKAY DEL.

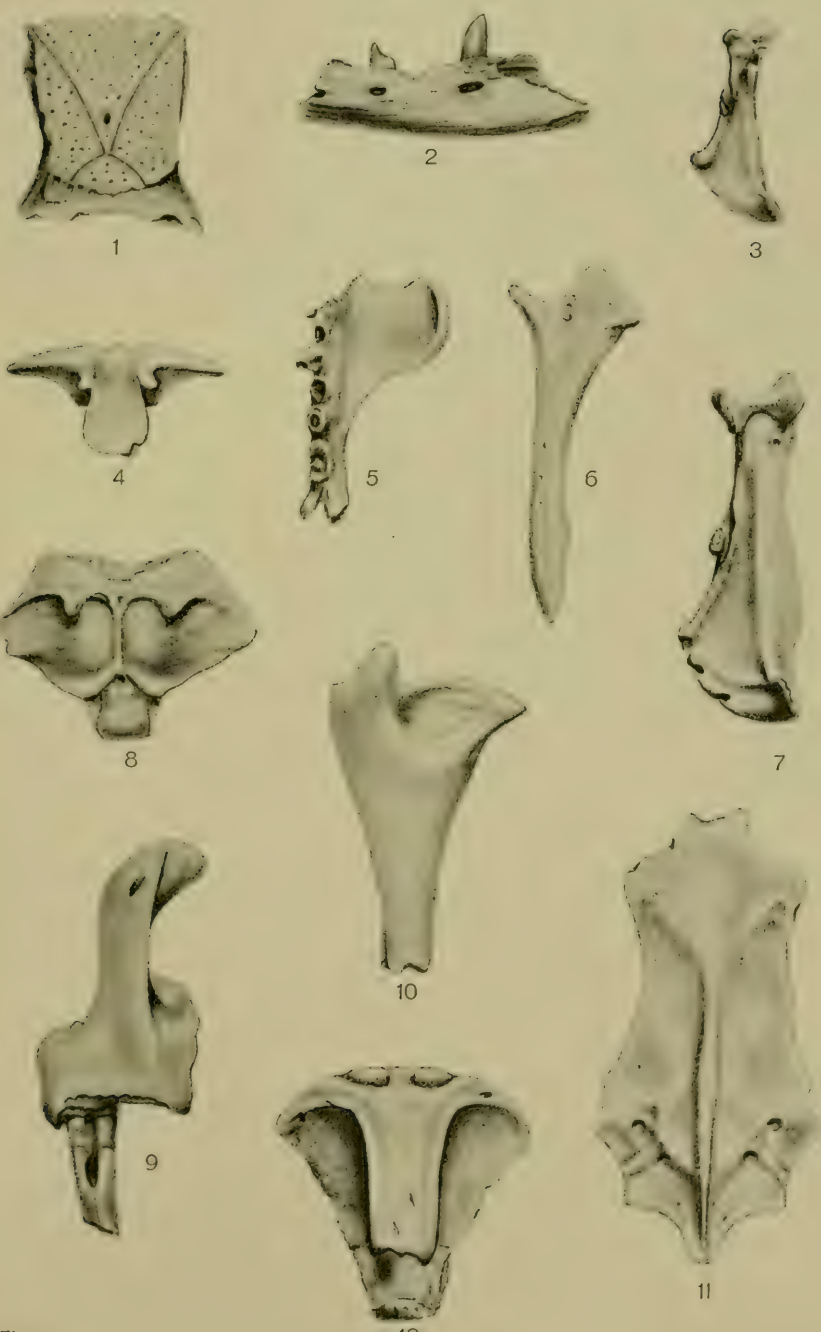
EXPLANATION OF PLATE XI.

1. *Pelobates robustus* n., Fragment of right maxillary. Polgárdi. Magn. 6×.
2. « « A pair of præmaxillaries. Polgárdi. Magn. 6×.
3. « « A fragment of left angulare. Upper view. Polgárdi. Magn. 6×.
4. « « The same from inside.
5. « « A fragment of the left ileum. Polgárdi. Magn. 6×.
6. *Rana Batthyányi* n.. A fragment of the right ileum. Polgárdi. Magn. 6×.
7. « « A fragment of the right maxillary. Polgárdi. Magn. 5×.

The original examples belong to the collection of the Royal Hungarian Geological Institution.

BOLKAY: Adatok Magyarország fosszilis herpetologiájához.
BOLKAY: On the fossil herpetology of Hungary.

M. k. Földt. Int. Évk. XXI. köt. XII. tábla.
Mitt. a. d. Jahrb. K. Ung. Geol. Reichsanst.
Bd. XXI. Taf. XII.



BOLKAY DEL.

Divald és Monostory, Budapest.

8.

BEITRÄGE
ZUR FOSSILEN FLORA UNGARNS.

(ADDITAMENTA AD FLORAM FOSSILEM HUNGARIAE III.)

VON

Dr. J. TUZSON

MIT TAFEL XIII—XXI.

(TAB. XIII—XXI.)

Jänner 1914.

CHARACEITES Tuzs.[1]

Huic catervae adnumeranda sunt fossilia, quae ad familiam Characearum pertinent, sed generice determinari non possunt.

Die fossilen Characeenreste sind mit wenigen Ausnahmen Oosporen, bei deren Bestimmung die Rindenskulptur, die Zahl der Windungen der Hüllschläuche und die Größe der Oospore maßgebend sind. An den Oosporen sind natürlich die äußeren Teile der Hüllschläuche nicht mehr vorhanden, sondern nur die zum Teil durch die innere Wand derselben, zum Teil durch die Wand des Oogoniums gebildete Rinde. Desgleichen fehlt den fossilen Oosporen auch das Krönchen.

Da bei der Bestimmung der rezenten Gattungen das Körnchen und die feinere, innere Struktur des Oogoniums von Wichtigkeit ist, sind offenbar die bei der Bestimmung der fossilen *Chara*-Früchte zur Verfügung stehenden, oben angeführten Merkmale allein für sich zur sicheren Unterscheidung der einzelnen Gattungen nicht hinreichend.

Auf Grund jener Merkmale, die bei der Bestimmung der fossilen *Chara*-Arten vor Augen gehalten werden konnten, wurden sämtliche Gattungen in eine Gruppe vereinigt, die man aber nicht berechtigt ist, apodiktisch als «*Chara*» zu bezeichnen. Die entwicklungsgeschichtlichen Folgerungen Migulas gipfeln sogar darin,[2] daß z. B. die als *Chara medicaginula, Ch. helicteres* etc. beschriebenen fossilen Arten viel eher zur Gattung *Lamprothamnus* und den damit verwandten Gattungen *Lychnothamnus* und *Tolypella* gehören dürften, als zu der Gattung *Chara*.

Zweckmäßiger bildet man demnach den Namen dieser Gruppe aus der Benennung der Familie der *Characeae* durch Hinzufügung der Anhängssilbe *-ites*.

Die bei der Bestimmung der im folgenden beschriebenen Typen in Betracht kommenden fossilen Arten, die an den betreffenden Stellen angeführt sind, sowie wohl die meisten der bisher beschriebenen fossilen *Characeen*-Früchte gehören dieser Gruppe an.

[1] Die Beiträge I und II sind erschienen in: Földtani Közl. XXXII. 1902. p. 200 (I) und in: Növényt. Közlem. 1908. p. 1 (II).

[2] Rabenhorst, L. Kryptogamenflora, V, Die Characeen, 1897, p. 273.

1. Characeites verrucosa nov. typ.

(Tab. XIII, fig. 1.)

Fructu subgloboso vel globoso, utrinque obtuso, 1·05—1·10 mm longo, 0·95—1·05 mm lato, spiris a latere visis 7, convexis, valvis tuberculis sat dense stantibus obtectis, coronulae vestigio distincto verrucas quinque falcatas formante.

In formatione eocænica superiore ad montem Strázsa prope Esztergom, Hungariæ occidentalis inventa.

Ein durch seine Größe, die Warzen und die verhältnismäßig geringe Zahl der Windungen ziemlich gut unterscheidbarer Typus, der hinsichtlich der Größe und der Rindenskulptur der aus den Lignitgruben bei Saran von WATELET beschriebenen[1] *Ch. Dutemplei* am nächsten steht. Letztere ist aber größer und länglicher, als *Ch. verrucosa.*

Gesammelt mit dem folgenden Typus zusammen am Strázsaberg bei Esztergom in Westungarn von Herrn E. VADÁSZ, Assistenten an der Universität zu Budapest.

2. Characeites globosa nov. typ.

(Tab. XIII, fig. 2.)

Fructu globoso vel subgloboso, apice et subtus obtuso, 0·77—0·80 mm longo et 0·73—0·80 mm lato, valvis concavis vel planiusculis, marginibus prominulis, spiris a latere visis 6, coronulae vestigio verrucas paullo prominentes, quinque falcatas formante.

Cum præcedente eodem loco inventa.

Ein durch seine Form, Größe und die vortretenden Windungen gut unterscheidbarer Typus, der der Form nach der von UNGER aus den Tertiärschichten bei Graz beschriebenen[2] *Ch. Rollei* am nächsten steht. Letztere ist jedoch etwas kleiner und länglicher.

3. Characeites acuminata nov. typ.

(Tab. XIII, fig. 3.)

Fructu ovato-oblongo utrinque acuminato, 0·61—0·70 mm longo, 0·44—0·53 lato, spiris a latere visis 10, valvis planiusculis vel subconcavis, margine prominulis, coronulae vestigio verrucas acuminatas, quinque falcatas formante.

[1] WATELET, Plant. foss. du bassin de Paris, 1866, 50, tab. XV.

[2] UNGER, F. Üb. d. foss. Pfl. d. Süßwasserkalks. Denkschr. d. k. k. Ac. d. Wiss. Wien, XIV, 1858, 9, tab. I, fig. 19—21.

In stratis semisalsis formationis eocænicae ad Kósd Hungariæ centralis inventa.

Gesammelt von Herrn Dr. E. Vadász, Assistenten an der Universität zu Budapest. Ein Teil des gesammelten Materials befindet sich in der Sammlung des geologischen Instituts, der andere Teil in der Sammlung des Instituts für systematische Botanik unserer Universität.

Ein durch die auffallend geringe Größe der Früchte, durch die zugespitzte Form und die Zahl der Windungen gut unterscheidbarer Typus, welcher *Ch. Voltzii* nahesteht, die von Braun aus Lobsann in Unteralsac beschrieben wurde.[1] Mit dieser ließe sich unser Typus beinahe auch identifizieren, die Früchte von Kósd sind aber kleiner und zwar um soviel, daß der Unterschied die bei demselben Typus stattbare Grenze bereits überschreitet.

Mit den fossilen *Characeen*-Früchte Ungarns hat sich bisher niemand eingehender befaßt. Nur aus den Brennberger Kohlengruben bei Sopron ist *Ch. Sadleri* Ung.[2] eingehender beschrieben. In der ungarischen paläophytologischen Literatur erwähnen Heer[3] und Staub[4] eine *Ch. stiriaca* Ung.[5] nahestehende, aber nicht näher bestimmte Frucht aus dem Zsiltale. In der ungarischen geologischen Literatur finden wir dagegen von mehreren Orten Angaben über *Chara*-Früchte.[6] *Ch. Escheri* erwähnt E. Lőrenthey aus dem Gebiet der Kolozsvárer Kohlenflöze,[7] die rezente *Ch. foetida* erwähnt L. Hollós aus den altalluvialen Schichten von Kecskemét.[8] Es sind somit aus Ungarn vom Altalluvium angefangen bis zu den Kreideschichten von zahlreichen Orten *Chara*-Früchte bekannt.

[1] Braun, A. Manuscr. in Unger F. Gen. et Spec. Pl. foss. 1850. p. 34.

[2] Unger, F. Iconogr. Pl. foss. 1852, p. 9, tab. II. fig. 7—9.

[3] Heer, O. Über die Braunkohlenflora des Zsiltales. Mitteil. aus d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. Reichsanstalt II. 1872.

[4] Staub, M. Die aquitanische Flora des Zsiltales im Comitate Hunyad. Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. Geol. Reichsanstalt, VII. 1887.

[5] Unger, F. Die Pflanzenreste d. Lignit-Ablagerung bei Schönstein, Sitz. Ber. d. math. naturwiss. Cl. d. Akad. Wien. XLI. 1860. Sep. Abdr. S. 45, Taf. IV. Fig. 6.

[6] Hantken, M. v. A Magy. korona országainak széntelepei, 1878, p. 184. (das Bároder kretazische Kohlengebiet); ibidem p. 197. (Esztergomer Kohlengebiet, eozäne Süßwasserschichten); Hantken, M. v. Új adatok a Buda-Nagykovácsi hgys..., Ért. a math.-termtud. köréből XIV, 1884, p. 40. (Édes- és félig sósvizi rétegek az esztergomi szénmedencében) Lőrenthey, E. Székelyföldi szénképződmény, Kolozsv. Értesítő, XX. 1895, p. 9. (Diese Literatur verdanke ich Herrn Dr. E. Vadász.)

[7] Lőrenthey, E. A kolozsvári széntelep, Földt. Közl. XXV, 1895, p. 115.

[8] Hollós, L. Kecskemét altalaja, Földt. Közl. XXV, 1895, p. 339.

PTERIDITES Tuzs.

Huic catervae adnumeranda sunt fossilia, quae ad genus Pteridium pertinent, sed quia sori eorum ignoti, eo generi certe adjungi non possunt.

4. Pteridites Staubii nov. typ.

(cf. *Pteris crenata* Staub, M. Die aquitanische Flora des Zsiltales. Mitteil. a. d. Jahrb. der kgl. ungar. geol. Reichsanstalt VII. 1884—87 ; non Weber.)

(Tab. XIII, fig. 4.)

Rhachi stricta, canaliculata; pinnulis sessilibus, patentibus. 4—5 mm longis, ad basim 3 mm latis, alternis, basi distinctis. suboblusis, nervo medio conspicuo, nervis secundariis dichotomis.

In formatione oligocænica in valle Zsilvölgy prope Petrozsény Hungariæ meridionalis.

Gelegentlich der Bergung von *Nelumbo hungarica* am Hügel ober der Kisdilsaer Steingrube stieß ich auf den in Taf. XIII. Fig. 4. dargestellten Rest dieser Pflanze. Bei Durchsicht der Literatur der Zsiltaler fossilen Pflanzenreste (siehe die Fußnote 3 u. 4, auf S. 233) finden wir, daß *Pteridium*-artige Pflanzenreste weder Heer, noch Pax in Händen gehabt haben. Im Untersuchungsmaterial Staubs dagegen befand sich auch ein *Pteridium*-artiges Blattfragment. Pax[1] führt später diesen Fund von Staub an, mit der Bemerkung, daß derselbe eine Rarität sein mag. Staub hat dieses Blattfragment unter dem Namen *cf. Pteris crenata* Web. beschrieben; leider wurden die Größenverhältnisse des Blattes dieses fossilen Farntypus weder von Staub, noch von Weber genau angegeben.

Vergleicht man die Beschreibung und die Abbildung Webers[2] mit dem von mir gesammelten Zsiltaler Blattfragment, so tritt ein Unterschied sofort hervor. An dem Weberschen Exemplar sind nämlich die Fiederchen länglich und bedeutend länger als die kurzen Fiederchen meines Exemplares, welches mit seiner verhältnismäßig breiten Basis, sich der Form eines abgestumpften gleichschenkeligen Dreiecks nähert. Ob Staub dieselbe Art gesammelt hat wie ich, ist nicht ganz sicher estzustellen, aber wahrscheinlich, denn auf der Abbildung Staubs las-

[1] Pax, F. Die Tertiärflora des Zsiltales, Engl. Bot. Jahrb. XL, 1908, Beibl. 93, p. 53, 66.

[2] Weber, C. O. Die Tertiärflora der Niederrheinischen Braunkohlenformation. Palæontographica II, 1852, p. 154, T. XVIII.

sen sich einzelne Blattpartien vorfinden, die dem von mir gesammelten Blattfragment ganz ähnlich sind. Andernteils ist, dem Unterschied in den Maßen der Abbildungen nach geurteilt, das Staubsche Fossil viel kleiner, als *Pt. crenata.*[1] An der Weberschen Abbildung sind die Fiederchen so groß, wie die, die an der für «vergrößert» angegebenen Abbildung von Staub sichtbar sind. Der auf diese Weise konstatierbare Größenunterschied ist jedenfalls bedeutender, als daß man denselben bloß für eine bei ein und derselben Art zulässige individuelle Abänderung betrachten könnte.

Wie das Verhältnis dieser beiden Farnreste zu einander auch sein mag, das hier beschriebene und auf Taf. XIII. abgebildete *Pteridium*-Blattfragment weicht jedenfalls sowohl hinsichtlich der Form, als auch hinsichtlich der Größe von *Pteris crenata* und den übrigen beschriebenen fossilen *Pteridium*-Typen ab. Deshalb nenne ich es zum Andenken Staubs *Pteridites Staubii.*

An dem in Rede stehenden Blattfragment ist die Form der Fiederchen deutlich zu erkennen; die Nervatur hingegen nicht. Die charakteristische Furche des Hauptnerven ist dagegen ausgezeichnet sichtbar. Sichere Spuren von Sori konnte ich nicht entdecken.

Die Form des Blattes und der Fiederchen, die Furche des Hauptnerven und der Habitus der ganzen Blattpartie weist zweifellos auf die rezente Gattung *Pteridium* hin und weicht von *Pteridium aquilinum* nur insofern ab, als bei letzterem die Fiederchen gewöhnlich bedeutend länglicher und verhältnismäßig schmäler sind. Die Form dieser Teile ist übrigens so vielen Variationen unterworfen, daß auch mit unserem Petrefakt übereinstimmende *Pteridium aquilinum*-Blätter unbedingt zu finden sind. An eine spezifische Bestimmung kann jedoch zufolge des Umstandes, daß die Sori und die Nervatur der Fiederchen an dem Fossil nicht genau bekannt sind, vorderhand nicht gedacht werden.

5. Ginkgo parvifolia nov. typ.

(Tab. XIV, fig. 1.)

Folium subflabelliforme, bilobum, in petiolum longum subattenuatum, basi rotundatum, superne dilatatum, undulatum, 4 cm latum, 2½ cm longum, nervis dichotomis flabellatim striatum.

[1] Ich setze voraus, daß die Abbildungen der natürlichen Größe entsprechen. Es macht zwar keiner der Autoren diesbezüglich eine besondere Bemerkung, aber Staub gibt auch eine vergrößerte Detailabbildung und zwar mit Angabe der Vergrößerung; ebenso gibt auch Weber die Maße an, wo er von der natürlichen Größe abweicht. Die Annahme der «natürlichen Größe» ist somit berechtigt.

Inventa in stratis jurassicis, dogger nominatis prope Bigér, com. Krassó-Szörény, Hungariæ meridionalis.

Ein einziges Blatt gesammelt von Herrn Bergdirektor Aldenhoven zu Bigér in Südungarn in seinem Garten, das sich in der geologischen Sammlung der technischen Hochschule zu Budapest befindet.

An dem Blatt ist die Form und Nervatur deutlich auszunehmen. Den bisher beschriebenen fossilen *Ginkgo*-Blättern gegenüber ist die geringe Größe unseres Fossils auffallend. Vorausgesetzt, man hat es nicht mit einem verkümmerten, im Wachstum zurückgebliebenen, sondern mit einem normal entwickelten Blatt zu tun, so vertritt es einen neuen Typus und dient als ein weiterer Beitrag zur Kenntnis der Entwicklungsgeschichte dieser artenreichen Gattung im Jura.[1] Durchmustert man die bisher beschriebenen fossilen *Ginkgo*-Blätter, so findet man, daß die hier in Betracht kommenden ganzrandigen Typen *G. digitata* var. *integriuscula* Heer, ferner die grönländische kretazische *G. primordialis* Heer, sowie auch die rezente *G. biloba* größere Blätter besitzen, als der Bigérer Typus; ebenso auch die tertiäre *G. adiantoides* Ung. Die jurassische *G. Huttoni* Sternb., *G. digitata* (Brgn.), *G. sibirica* Heer, *G. lepida* Heer, *G. Schmiedtiana* Heer, *G. pusilla* Heer, *G. flabellata* Heer, *G. Czekanowskii* Schmalh., *G. concinna* Heer, *G. pluripartita* Schimp. und die kretazische *G. arctica* Heer, *G. Jaccardi* Heer hingegen stellen mit ihren geschlitzten Blättern Typen dar, von denen das Bigérer Blatt schon durch seine Form aber auch durch seine geringere Größe wesentlich abweicht. Ebenso weicht unser Typus auch von der noch kleineren, eigentümlich geformten jurassischen *G. integerrima* Schmalh. ab. Letztere, wie auch *G. Czekanowskii* scheinen überhaupt nicht der Gattung *Ginkgo* anzugehören.[2] Da die Blätter des *Gingko* bekanntlich ziemlich variieren, sollte man eigentlich systematische Feststellungen nur auf mehrerere Exemplare basieren lassen; deshalb bemühte ich mich auch viel in Bigér an der Fundstelle des erwähnten einzigen Blattes weitere Exemplare aufs Tageslicht zu bringen, konnte aber weitere Blätter leider nicht finden.

Meines Wissens ist dies der einzige, bisher bekannte fossile *Ginkgo* auf ungarischem Gebiet.

[1] Vergl. Heer, O. Zur Geschichte der Ginkgoartigen Bäume, Englers Botan. Jahrbücher I, 1881, p. 1.

[2] Der größte Teil der angeführten ist in Heer: Flora fossilis arctica abgebildet. Die Beschreibung der Schmalhausenschen Arten siehe in: Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences de St. Pétersbourg, VII. Sér. XXVII. p. 4, tab. XVI.

6. Pinus ovoidea nov. typ.

(Tab. XIV, fig. 2, 3, 4.)

Strobilus ovoideo-conicus, 14 cm longus, 9 cm crassus; squamarum apophysi transverse rhomboideo-hexangulati, 25 mm lati, 15 mm alti; umbones 10 mm lati, 5 mm alti, emergentes, leviter deorsum versi. Strobilo Pini pineae valde similis a quo solum forma oblongiore differt.

Inventa in argilla formationis tertiariæ ad Bozovics Hungariæ meridionalis.

Die Zapfenschuppen stimmen in Form und Größe mit jenen der in der Umgebung des Mittelländischen Meeres von Madeira bis zum Kaukasus verbreiteten Art *Pinus pinea* L. völlig überein, so daß wenn nicht die gedrungene, fast kugelige Form der Zapfen von *Pinus pinea* für diese Art unbedingt und sozusagen ausnahmslos charakteristisch wäre, *P. ovoidea* damit als völlig identisch betrachtet werden müßte. Wie jedoch an der beigefügten photographischen Abbildung ersichtlich, ist unser Zapfen etwas gestreckt und so die Trennung der beiden Typen berechtigt.

Die auffallende Ähnlichkeit unseres Zapfens mit jenem von *Pinus pinea* weist zweifellos darauf hin, daß derselbe von einer ihrer nächsten Vorfahren stammt. Dies stimmt auch mit dem gegenwärtigen Verbreitungsgebiet von *Pinus pinea* völlig überein. Sie ist eine durch die Eiszeit südwärts gedrängte Art; ihre Vorfahren waren aber im Tertiär auch in den Südkarpathen und gewiß auch in nördlicheren Gebieten verbreitet.

Durch diesen Fund wurde somit die tertiäre Flora Ungarns mit einem sicher bestimmbaren Rest vermehrt, weshalb er in entwicklungsgeschichtlich-pflanzengeographischer Hinsicht einen der wichtigsten fossilen Pflanzenfunde darstellt. Die Bedeutung des Zapfens *Pinus ovoidea* wird aber auch dadurch erhöht, daß er zugleich auch einen sicheren Beitrag zur Geschichte der Gattung *Pinus* abgibt.

Der Zapfen wurde von Herrn Bergingenieur Justin Papp im Komitate Krassó-Szörény gesammelt, in dem III. Schacht der Bozovicser ärarischen Kohlengruben (jetzt nicht mehr im Betrieb), wo er denselben in obermediterranen Ton eingeschlossen fand. Später gelangte dieser interessante Fund in das Museum der kgl. ungar. Geologischen Reichsanstalt.[1]

[1] Ausführlicheres über den Fundort dieses Zapfens siehe in: Schréter, Aufnahmsbericht. Jahresbericht der kgl. ungar. Geol. Reichsanstalt. 1909.

7. Pinus Kotschyana (Unger) Tuzs.

(*Pinites Kotschyana*, Unger. Abbild. u. Beschreib. foss. Pfl. Denkschr. d. Math. Naturw. Kl. Akad. Wien. 1852, p. 100, tab. XXXVII, fig. 10—13; *Pinus transsylvanicus* Pax, F. Beitr. z. foss. Flora d. Karpathen in Engler's Bot. Jahrb. XXXVIII, 1906, p. 310. (Tab. XIV, fig. 5, 6, 7. Tab. XV, fig. 1, 2, 3, 4.)

Strobilus ovato-cylindricus, 7—11 cm longus, ca. 3 cm crassus; squamis etiam apice tenuibus; apophysibus 8½ mm latis, 9 mm longis, rhomboideo-quadrangulatis vel quinquangulatis, umbonibus circiter in media apophysi dispositis, rhomboideis, 1·5—2 mm diametientibus, carinis transversis et verticalibus percursis, apice subrotundatis.

In formatione tertiaria Hungariæ orientalis ad: Dolmány (Thalheim), Segesvár, Segesd, Szászkisalmás, Ilyefalva?, Erked, Sárpatak, Mesztakény.

In den jüngeren tertiären Schichten des Siebenbürgischen Beckens, namentlich in den pannonischen Schichten ist diese Art eine der am meisten verbreiteten; woraus sich folgern läßt, daß zu jener Zeit das Siebenbürgische Becken mit hauptsächlich aus dieser Art bestehenden ausgedehnten Nadelholzwaldungen bestanden war.

Die Zapfen selbst besitzen eine sehr charakteristische Gestalt. Die dünnen, verhältnismässig kleinen Fruchtschuppen mit ihrem nicht verdickten Schild und rhombusförmigem, nicht großem Nabel sind neben den übrigen Eigentümlichkeiten des Zapfens äußerst charakteristisch. Trotzdem aber ist die systematische Stellung der diese Zapfen tragenden Nadelholzart genauer kaum zu bestimmen.

Unger meint, daß die Dolmányer miozänen Zapfen der kalifornischen Art *P. monticola* Dougl. am nächsten stehen. Mit dieser Art kann jedoch unser Zapfen kaum in irgendwelchem innigeren Verband stehen; ja, zieht man das auffallend große Schild (nach Köhne beinahe 2 cm) und den endständigen Nabel der Fruchtschuppen von *P. monticola* in Betracht, so findet man eher einen wesentlichen Unterschied, als verwandtschaftliche Beziehungen. Schenkt man außerdem noch den in der Beschreibung Ungers und in den dazugehörigen Abbildungen angeführten Nadeln Beachtung, so widersprechen auch diese der Einordnung in die *Strobus*-Sektion, die größtenteils aus fünfnadligen Arten besteht, während die Dolmányer Kurztriebe zweinadlig sind. Die Zugehörigkeit letzterer zu den Zapfen ist zwar nicht sichergestellt, aber wahrscheinlich, da andere Nadeln in der Gesellschaft der Zapfen bisher nicht gefunden wurden.

Pax beschrieb einen von Kimakowicz von dem Segesvárer Fundorte

erhaltenen Zapfen und nannte ihn *Pinus transsylvanica* als neue fossile Art. *P. Kotschyana* Ung. meint Pax gänzlich zu streichen, denn sie ist in mangelhaften Erhaltungszustande und demzufolge unvollkommen bekannt.

Ich bin der Ansicht, daß *P. Kotschyana* aufrecht zu erhalten und mit ihr die von Pax aufgestellte *P. transsylvanica* identisch ist. Unger hat zwar tatsächlich ein mangelhaft erhaltenes Exemplar beschrieben und abgebildet; daß aber die Fruchtschuppen dünn seien, hat auch er hervorgehoben. Und vergleicht man die Ungersche Abbildung und Beschreibung mit einem Segesvárer oder Erkeder etc. Zapfen, so findet man keinerlei Zeichen von Unterschiede zwischen den beiden. Für die Vereinigung der beiden fossilen Typen spricht übrigens noch die folgendes.

Durch freundliche Bemühungen des Herrn Universitätsprofessors J. v. Szádeczky gelangte aus der Sammlung des geologischen Instituts der Universität zu Kolozsvár ein fossiler Zapfen in meine Hände, auf dessen Etiquette *P. Kotschyana* verzeichnet stand, ohne Angabe des Fundortes. Dieser Zapfen stammt wahrscheinlich aus Dolmány, denn es ist beinahe sicher, daß er auf Grund des Fundortes als *P. Kotschyana* bestimmt wurde. Übrigens ist er versteinert und nicht so mürbe und verkohlt wie die Segesvárer, Erkeder etc. Exemplare: eine weitere Übereinstimmung mit dem Ungerschen Fossil. An der Spitze dieses Zapfens sind auch einige intakte Zapfenschuppen vorhanden, an denen ich zweifellos feststellen konnte, daß der Zapfen mit den von den Segesvárer, Erkeder etc. Fundorten stammenden Exemplaren identisch ist.

Außerdem untersuchte ich durch die liebenswürdige Vermittlung Herrn C. Heinrichs, des Vorstandes des Vereins für Naturwissenschaften in Nagyszeben auch ein Dolmányer Exemplar. Es war dies ein in Sandstein eingebettetes, schlecht erhaltenes Exemplar, an dem nur soviel zu sehen war, als Unger von diesem Typus beschrieben hatte. Ich konnte aber auch noch feststellen, daß die Form des Schildes mit dem der Segesvárer Zapfen übereinstimme. Die Schuppen selbst waren zwar sehr schlecht erhalten, der Abdruck einer derselben ist aber im Gestein enthalten geblieben: ihre Umrisse waren deutlich zu erkennen. So bestätigte auch das Dolmányer Exemplar meine Ansicht, daß *P. transsylvanica* Pax nichts anderes sei, als *P. Kotschyana* Unger.

Pax hat später seine erste Beschreibung mit der Bemerkung ergänzt,[1] daß *P. transsylvanica* mit *P. Kotschyana* in naher verwandtschaftlicher Beziehung stehe, davon aber doch verschieden sei, wie

[1] Grundzüge d. Pflanzenverbreitung i. d. Karpaten in Engler-Drude Veget. d. Erde. X. 1908, 25.

er es an besserem Untersuchungsmaterial feststellen konnte. Worin diese Abweichung bestehe, ist leider nicht erwähnt. Das «bessere Material» kann sich aber nur auf «*P. transsylvanica*» beziehen, denn neuere Funde von *P. Kotschyana* aus Dolmány existieren meines Wissens nicht. — Bezüglich des vorhandenen Materials, sowie der Abbildung und Beschreibung von *P. Kotschyana* jedoch äußerte zich Pax, wie ich vorher erwähnte (Bot. Jahrb. 38. S. 310), daß dieselbe «besser gestrichen werden müßte, denn das Fossil sagt so gut wie nichts über den Bau des Zapfens und namentlich der Zapfenschuppen». Unter solchen Umständen ist es jedenfalls sehr fraglich, worauf eigentlich die Feststellung der nahen Verwandtschaft der beiden beruhe. Im vorliegenden Falle ist es — glaube ich — in der Tat schwierig an den mehr oder weniger mangelhaft erhaltenen Exemplaren den systematischen Wert geringerer Abweichungen festzustellen, und so kann die Behauptung von Pax nur als eine Bestätigung dessen betrachtet werden, daß die in Rede stehenden Zapfen sämtlich einem Typus anzuzählen sind. Dieser aber kann unter Beachtung der Prioritätsregeln nur den Namen *Pinus Kotschyana* (Ung.) erhalten. Diese Benennung bloß wegen der Mangelhaftigkeit der dazu gehörigen Beschreibung und Abbildung zu verwerfen, ist nicht einmal in dem Falle statthaft, wenn jemand auf Grund reicheren und besser erhaltenen Untersuchungsmaterials die Beschreibung erweitert. Besonders kann aber eine diesbezügliche Änderung auf Grund der Paxschen Diagnose nicht vorgenommen werden, die auch selbst der Berichtigung bedarf. Durch Untersuchung einer größeren Zahl der in Rede stehenden Zapfen kann man sich nämlich davon überzeugen, daß das Schild nicht punktförmig («punctiforme»), sondern an ausgebildeten Fruchtschuppen rhombisch ist, wie z. B. bei *Pinus laricio*. Die durchschnittliche Breite der Zapfen beträgt ferner nicht 2 cm, sondern mehr usw., so daß auch die Paxsche Diagnose ihre Mängel besitzt, und es kann somit von der Ungerschen Benennung nicht abgesehen werden.

Besondere Bedeutung kommt der Paxschen Beschreibung in jener Beziehung zu, daß dort selbst auch die geflügelten Samen ausführlich beschrieben sind. Ich untersuchte 53 fossile Zapfen, habe auch viele davon zerstückelt, oder mehrere ihrer Schuppen losgelöst, konnte aber keine Samen entdecken. Rings um die Achse der entzweigebrochenen Zapfen war öfters ein Wirtel von Samen sichtbar, aber nur in Form rundlicher oder abgeflachter, etwas gelblicher Ausfüllungen an der Stelle der Samen; die die Form der letzteren darstellenden Reste, oder gar Reste oder Abdrücke von Flügeln waren an den Bruchstücken überhaupt nicht zu entnehmen.

Bezüglich der systematischen Stellung der in Rede stehenden Nadelholzart ist Pax in seiner oben angeführten Arbeit, sowie auch in seinem Werke über die Pflanzenverbreitung in den Karpathen (p. 25) der Ansicht, daß die nächsten Verwandten dieser Nadelholzart in der *Balfouria*-Gruppe zu suchen seien. Ich habe diesbezüglich gefunden, daß sich unser fossiler Typus auf Grund dessen, was er an sich erkennen läßt, mit verschiedenen Gruppen der rezenten *Pinus*-Arten in verwandtschaftliche Beziehung bringen lasse, jedoch ohne daß es mir gelungen wäre, irgend eine systematisch wertvollere Beziehung ausfindig zu machen. Daß *P. Kotschyana* der *Balfouria*-Gruppe nahestehe, möchte ich am wenigsten behaupten: die Zapfenschuppen der einzigen Art dieser Gruppe, *P. Balfouriana* besitzen ja verdickte Schilder. Meiner Ansicht nach ist die Verwandtschaft von *P. Kotschyana* vielmehr unter den zweinadligen Arten der *Pinaster*-Sektion zu suchen. Die fossile Art selbst ist zweifellos bereits ausgestorben und ihre unmittelbaren Verwandten sind entweder nur in der gemäßigten Zone Nordamerikas oder vielleicht unter den in der Umgebung des Mediterrans lebenden Arten zu suchen.

Bei Erked und Segesvár — also an zwei Fundstellen der Zapfen — wurden auch Stammreste gefunden. Es sind dies Kohlenstücke von muscheligem Bruch, an deren mikroskopischen Dünnschliffen aber infolge der totalen Verkohlung die feinere Struktur nicht mehr zu erkennen war.

Die Fossilien wurden von den Herren L. Roth v. Telegd, Dr. I. Vitális, H. Höhr und Dr. F. Pávay-Vajna gesammelt.

8. Pinus Lawsonioides nov. typ.

(Tab. XV, fig. 5.)

Strobilus ovato-cylindricus, 10 cm longus, ca. 4 cm crassus; squamis apice incrassatis; apophysibus 11 mm latis, 9 mm longis, rhomboideo-quadrangulatis, apice rotundatis, umbonibus circiter in media apophysi dispositis, punctiformibus, carinis transversis et verticalibus praecipue in parte inferiore apophysis conspicuis percursis.

In strato pannonico formationis tertiariæ prope Sóvárad, com. Maros-Torda, Hungariæ orientalis.

Gesammelt von Dr. Simon Papp, Assistenten an der kgl. ungar. Hochschule für Berg- und Forstwesen in Selmecbánya. Der Zapfen befindet sich in der geologischen Sammlung dieser Anstalt.

Der Zapfen stammt zweifellos von irgend einer zur *Pinaster*-Sektion gehörigen Art, die nähere Verwandtschaft ist aber nicht festzu-

stellen. Dieser und der folgende Typus, *P. Szádeczkyi* erinnern beide einigermaßen an den Typus *Pinites aequimontanus* UNG.,[1] der in dem tertiären, sogenannten Wiener Tegel bei Wien gefunden wurde. In der Form des Schildes und der Größe des Zapfens besteht jedoch ein wesentlicher Unterschied. *P. Lawsonioides* ist größer und *P. Szádeczkyi* beträchtlich kleiner als der UNGERsche Typus. Außerdem sind die Schilder von *P. aequimontanus* häufig sechseckig, was weder an *P. Lawsonioides*, noch an *P. Szádeczkyi* zu beobachten ist. Trotzdem muß ich die nahen Beziehungen hervorheben. Die Gestaltung der Schuppen und ihres Schildes erinnert vielfach an die Zapfen der nordamerikanischen *Pinus Lawsoni* GORD. Durch diese Beziehung wurde ich bei der Benennung unseres Fossils geführt, ohne natürlich damit eine Verwandtschaft andeuten zu wollen.

9. Pinus Szádeczkyi nov. typ.

(Tab. XIV, fig. 8, 9.)

Strobilus ovato-cylindricus, ca. 5·5—6 cm longus, 1·8—2 cm crassus; squamis apice incrassatis; apophysibus 8 mm latis, 8 mm longis, rhomboideo-quadrangulatis, apice subrotundatis; umbonibus in media apophysi dispositis, rhomboideis, circiter 1 mm diametientibus; carinis transversis et verticalibus praecipue in parte inferiore apophysi conspicuis percursis.

Inventa in argilla stratis tertiariis prope Kolozsvár Hungariæ.

Gesammelt von Herrn Dr. J. v. SZÁDECZKY im obermediterranen Ton bei Kolozsvár, in der Kajántóer Ziegelfabrik. Im Grunde genommen ist dieser Typus dem vorigen sehr ähnlich, nur ist der Zapfen viel kleiner und infolgedessen die Aufstellung eines besonderen Typus berechtigt, den ich nach dem Entdecker benenne.

Außer der Gestalt und geringen Größe des Zapfens und der Form der Apophysen sind an dem Zapfen die nach abwärts schmal keilförmig zugespitzten Leisten in der unteren Hälfte der Apophysen auffallend.

Über die systematische Stellung läßt sich nur das bereits über den vorigen Typus gesagte wiederholen, nämlich daß der Zapfen wahrscheinlich von irgend einer zur *Pinaster*-Sektion gehörenden fossilen Art stammt.

Dieser Zapfen ist ziemlich gut erhalten, das Schild an den Schuppen

[1] UNGER, F. Iconograph. Denkschr. Akad. Wien, IV, 1852, p. 101, tab. XXXVIII, fig. 2, 3.

deutlich sichtbar; die Spitze des Zapfens ist aber abgebrochen. Das Fossil befindet sich in der Sammlung des Erdélyi Muzeum-egylet (Siebenbürgischer Museum-Verein) in Kolozsvár.

10. Pandanites acutidens nov. typ.

(Tab. XV, fig. 6.)

Folia foliis pandanorum recentium aequantia, marginibus dentatis, cum dentibus acutissimis, 1/2—1 cm distantibus, nervo mediano carinato; subtus dentibus carentes; nervis secundariis parallelibus, creberrimis, conspicuis, tenuissimis, intervallibus ca. 0·7 mm latis interruptis.

In formatione cretacea prope Ruszkabánya, com. Krassó-Szörény, Hungariæ meridionalis inventa.

Von dieser fraglichen Pflanze fand ich einige Blattstücke zusammen mit den Blättern der im folgenden beschriebenen Palme *Juránya hemiflabellata*. Bei Vergleich der Blattfragmente mit verschiedenen Monocotylen-Blättern, fand ich, daß sich nur zu der Gattung *Pandanus* Beziehungen feststellen lassen. Die rezenten Arten dieser Gattung sind bekanntlich charakteristische Pflanzen des paläotropischen Florengebietes der alten Welt; von einzelnen südlicheren Punkten der Westküste Afrikas angefangen bewohnen sie auf den Inseln der malayischen und polynesischen Florenprovinzen die seichteren Stellen der Küsten.

Fossile *Pandanus*-Arten sind mit Sicherheit noch nicht bekannt, beziehungsweise die bisher als *Pandanus* beschriebenen Blatt- und Fruchtreste sind zu eingehenderer Bestimmung nicht geeignet. Dies wurde bezüglich der aus den kretazischen Gosau-Bildungen Niederösterreichs von Ettingshausen beschriebenen[1] Blattreste *(P. austriacus, P. pseudoinermis, P. trinervis)*, der aus den tertiären Schichten bei Sotzka herstammenden *P. sotzkianus*, der Sagorer *P. carniolicus* und anderer ähnlicher Blattreste, sowie bezüglich der *Kaidacarpum* benannten angeblichen *Pandanus*-Früchte bereits von Schenk[2] hervorgehoben.

Die von Ettingshausen beschriebenen Blattreste sind trotzdem zum Vergleich ziemlich geeignet; ich konnte daran feststellen, daß sie von unseren Blattresten abweichen. Am meisten ist *P. acutidens* der

[1] Ettingshausen, C. Über fossile Pandaneen. Sitzungsber. d. math.-naturwiss. Cl. Akad. Wien. 1852. p. 489.

[2] Schenk, A. Palæophytologie. 1890, 375.

P. pseudoinermis ähnlich, nur sind ihre Dornen kräftiger und nicht «wimperförmig».

Das Vorkommen von *Pandanus*-Resten in der Gesellschaft von *Jurányia hemiflabellata* würde jedenfalls dafür sprechen, daß diese tropischen Haine an einer Küste gestanden haben, was auch in dem diese Fossilien einschließenden Schlammtuff eine Bestätigung findet.

ATTALEINITES nov. cat.

Huic catervae adnumeranda sunt fossilia quae ad subtribum Attaleinarum pertinent, sed generice determinari non possunt.

11. Attaleinites apiculata nov. typ.

(Tab. XVI, fig. 1.)

Spadix fructifer racemosus, ramuli drupas ca. 4 cm crassas, 5 cm longas gerentes, inter eas etiam ramuli florum masculorum inveniuntur. Drupa in parte anteriore dilatata, compresso-obovata; exemplari nostro bractea et cortex fibrosa desunt; putamen osseum, fibris perforatum, in apice cum processu longiusculo.

In stratis oligocænicis, in lapidicinis ad vallem Pálvölgy prope Budapest.

Planta ad cohortem Attaleinarum, maxime ad affinitatem *Attaleae Orbigniae* etc. pertinere videtur.

Dieser interessante Fruchtstand wurde von Herrn Oberingenieur O. Machan bei Budapest im Ujlaker Pálvölgy in einem oligozänen Steinbruch gesammelt, von dem sich Herr Professor F. Schafarzik das Fossil für die Sammlung der kgl. ung. geologischen Reichsanstalt erbat.

Die aus den Kreideschichten und Tertiärablagerungen des europäischen und amerikanischen nördlichen extratropischen Florenreiches bisher beschriebenen fossilen Palmen gehören hauptsächlich dem Tribus der *Phoeniceae* und dem der *Sabaleae* an. So auch die unter den Namen *Sabal, Flabellaria, Jurányia, Chamaerops, Phoenix* und *Phoenicites* angeführten Reste, von denen die aus den ungarischen Kreideschichten bekannten Arten *Sabal major* Ung. (Borberek)[1] und *Jurányia hemiflabellata* Tuzs. (Ruszkabánya)[2] zu den ausführlicher beschriebenen und bestimmbaren gehören. Aus Ungarn sind außerdem die aus den Munkácser sarmatischen Ablagerungen stammende *Phoenicites borealis*

[1] Staub, M. Földt. Közl. XIX. 1889. 258.

[2] Tuzson, J. Növényt. (Botan.) Közlem. VII. 1908. 1.

Fr.[1] und die bei Dolmány gefundene, bezüglich ihrer Zugehörigkeit aber zweifelhafte *Sabal Thalheimiana* Pax,[2] ferner die aus den Zsiltaler aquitanischen Schichten beschriebene *Sabal Haeringiana* Ung.[3] und endlich die Stammreste von *Palmoxylon Hillebrandtii* Pax[4] bekannt.

Daß im Tertiär sowohl in dem nördlichen extratropischen Florenreich Amerikas, als auch Europas Palmen des Tribus der *Phoeniceae* und der *Sabaleae* verbreitet waren, stimmt auch mit der heutigen Verbreitung ihrer rezenten Arten überein: zahlreiche Arten dieser beiden Tribus leben nämlich auch heute noch nicht weit von den südlichen Grenzen des nördlichen extratropischen Florenreiches. Das ist somit ein Zeichen dessen, daß sie der Richtung folgend, in der die tropische Pflanzenwelt nach dem Scheiden der Kreidezeit ihre Wanderung aus den heutigen Polargegenden nach Süden begann, als letzte Nachzügler das nördliche extratropische Gebiet verließen, von dessen südlichen Grenzen sie sich auch heute noch nicht so sehr entfernt haben.

Ob im Tertiär außer den *Phoeniceen* und *Sabaleen* auch noch andere Palmen in Europa und Nordamerika gediehen, dafür besitzen wir noch keine zuverlässigen Beweise. Einige problematische Funde, wie *Geonoma Steigeri* Heer, *Manicaria formosa* Heer (beide aus der Schweiz), *Geonomites Schimperi* Lesq., *Nipadites provincialis* Sap., *N. Burtini* Brngt etc. sollten als Ausnahmen gelten, die aber größtenteils ebensogut als Palmenreste, wie auch als Reste ganz anderer Pflanzenfamilien angesprochen werden können. Zur näheren Bestimmung scheinen sie alle ungeeignet zu sein.

Die von mir hier beschriebene fossile *Allaleinites* ist auch selbst nicht sicher bestimmbar. Soviel steht aber fest, daß bei der Bestimmung derselben von den bekannten Fruchtformen nur die Palmen in Betracht kommen können. Pflanzen mit ähnlichen traubigen Fruchtständen wie *Pandanus, Bromelia* und andere, mit denen ich unser Petrefakt verglichen habe, müssen aus verschiedenen Gründen außer Acht gelassen werden.

Ich habe unser Fossil teils auf Grund der Literatur, teils aber auf Grund der in den Sammlungen der botanischen Abteilung des ungar. National-Museums, des Berliner Botanischen Museums, des Wiener k. u. k. Hofmuseums und des botanischen Instituts der Wiener Universität vorhandenen Exemplare mit den Früchten sämtlicher Genera

[1] Staub, M. Földt. Közl. XX. 1890. 14.

[2] Pax, F. Grundz. d. Pflanzenverbreitung i. d. Karpathen, II. 1908. 21.

[3] Staub, M. Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Reichsanstalt 1887.

[4] Pax, F. Beitr. z. foss. Fl. der Karpathen. Englers Bot. Jahrb. XXXVIII, 1905, 311.

der Palmen verglichen und habe gefunden, daß verhältnismäßig die meisten Beziehungen auf die Gruppe der *Attaleinae* hinweisen. Diese Bestimmung wird aber durch folgende Umstände in Frage gestellt. An unseren fossilen Früchten fehlen die Brakteen und das faserige Exokarpium. Die oberen, von den Gefäßbündeln durchlöcherten Teile der Steinschale stimmen mit der abgewetzten Steinschale der Frucht der *Attaleen* überein, der untere, beziehungsweise vordere Teil aber nur mehr halbwegs, da die von den fibrösen Teilen befreite Steinschale der *Attaleen* über dem Keimloch nicht jenen eigenartigen regelmäßig gezackten Randwulst besitzt, wie das Fossil, sondern einen anders geformten. Der Fortsatz der Steinschale bei den *Attaleen* (der auch dem Fortsatze des Exokarpiums von *Astrocaryum* ähnlich ist) ist ferner mehr konisch, bei unserer fossilen Frucht hingegen schnabelartig gestreckt. Es scheint also, als ob man es mit einer unreifen, noch vom Exokarpium bedeckten Frucht zu tun hätte, nur widerspricht dieser Annahme der Zustand des oberen Teiles der Früchte.

Entspricht die obige auch in der Benennung zum Ausdruck gebrachte Bestimmung der Wirklichkeit, so wäre dies meines Wissens die erste näher bekannte fossile Palme auf europäischem Gebiet, deren Verwandte gegenwärtig in dem neotropischen Florenreich Südamerikas vorkommen.

12. Jurányia hemiflabellata Tuzs.

(Botan. Közlem. 1908, 1.)

(Tab. XVII, fig. 1, 2, 3; Tab. XVIII.)

In diesem Jahre ist es gelungen ein Blatt dieser kretazischen Palme beinahe der ganzen Länge nach aufzuschliessen, wobei mehrere Beeren und auch ein Blütenstand zum Vorschein kamen, so daß unsere Kenntnisse über diese Palme wesentlich erweitert wurden. Auch diesmal gebührt Herrn Professor F. Schafarzik das Verdienst, der auf meine Bitte der ursprünglichen Langerstätte der bereits früher gesammelten Blattfragmente und Früchte weiter nachforschend, mir die Ausgrabung weiterer und vollständigerer Exemplare ermöglichte.

Die ursprüngliche Langerstätte der Reste dieses einstigen Palmenhaines liegt in Südungarn in der unmittelbaren Nähe von Ruszkabánya, zwischen den letzten Häusern im ersten Seitentale am rechten Ufer des Baches. Hierher wurde Herr Professor Schafarzik durch die im Bachbette umherliegenden Blattabdruck-Fragmente geführt, wo etwa 120—150 m vom Haupttale entfernt in einer der steilen Felswände die Stämme, Blätter, Blüten- und Fruchtstände der Jurányia in größerer

Menge liegen. Der mächtigste Rest war ein $1^1/_2$ m langes Blatt, das unsere Abbildung auf Taf. XVII. (Tab. XVII) zeigt. Dasselbe ließ ich aus den Felsen sorgfältig ausmeisseln und schaffte es in etwa 50 Stücke zerlegt nach Budapest. Hier wurde es im Museum der kgl. ungar. Geologischen Reichsanstalt wieder zusammengestellt und bildet eines der imposantesten und wertvollsten Stücke des fossilen Herbariums nicht nur Ungarns, sondern überhaupt der ganzen Erde.

Infolge dieser großartigen Zunahme der bisher gesammelten Teile der *Jurányia hemiflabellata*, erleidet die Bestimmung, die ich gelegentlich der ersten Beschreibung dieser fossilen Pflanze gegeben habe, keine wesentliche Änderung: diese interessante fossile Pflanze steht tatsächlich der Tribus der *Sabaleae* in der Unterfamilie der *Coryphoideae* am nächsten, ist aber mit keiner der rezenten Gattungen dieser Tribus identisch, sondern gehört einer ausgestorbenen Gattung an. Der damaligen Beschreibung ist nur noch hinzuzufügen, daß die Blätter bedeutend über anderthalb Meter lang sind, denn die erwähnte $1^1/_2$ m lange Blattpartie ist noch nicht das vollständige Blatt; wie auf Tafel XVII, Fig. 1 ersichtlich ist, fehlt noch ein beträchtliches Stück vom oberen Ende des Blattes: an dem vorhandenen Teil ist von einer Trennung der Strahlen noch nichts sichtbar.

An den älteren Exemplaren von *Jurányia hemiflabellata* hat somit die Länge der Blätter 2 m jedenfalls überschritten und die Rhachis erstreckte sich etwa 60 cm weit hinein. Die Zahl der Strahlen betrug gegen den oberen Rand der Blattspreite zu, an jeder Seite wenigstens 20—25, zusammen also etwa 40—50.

Die in großer Anzahl gefundenen Blattstiele sind 4—6 cm dick, glatt, meistens zusammengedrückt, weshalb der Querschnitt elliptisch erscheint.

Die zwischen den Blättern gefundenen Blattstiele und Stammpartien sind eigentlich nur von einer dünnen, bräunlichen Kohlenschicht bedeckte Steinkerne. Ich habe den Durchmesser eines solchen Stammes, in der oberen Partie an der Ansatzstelle der obersten Blattstiele mit 10 cm gemessen. Von demselben gingen etwa 3—4 Blattstiele aus.

Rings um das beschriebene mächtige Blatt sind in den Felsen zahlreiche kleinere und größere Blätter der *Jurányia* zerstreut. Unter diesen befinden sich auch ganz kleine, aus schmäleren Strahlen bestehende, fächerförmige Blätter. Auch bei diesen ragte die Rhachis tief hinein, ein Zeichen dessen, daß es ebenfalls Blätter der *Jurányia hemiflabellata* sind.

Fruchtstände und Beeren waren ebenfalls zahlreich in den Tuff-

stücken zu finden; trotzdem gelang es nur eine einzige vollständige Beere unverletzt aus dem Gestein zu lösen. Die vergrößerte Abbildung derselben ist auf Tafel XVII, Fig. 2 zu sehen. Ihre Form, auch die Form der zahlreichen anderen zusammengepreßten Beeren oder Beerenquerschnitte in Betracht gezogen, weist nichts charakteristisches auf. Die Beeren sind an ihrem Ende abgerundet. Das zugespitzte Ende der auf der Abbildung sichtbaren Beere ist somit abnormal und teilweise auf Druckwirkungen zurückzuführen. Trotzdem füge ich zur Ergänzung der in meiner ersten Abhandlung mitgeteilten Beerenabbildungen noch die naturgetreue Abbildung auch dieser Beere bei.

Am obersten Ende der Beere ist die Ansatzstelle des Beerenstieles sichtbar und links davon eine rundliche Erhebung, offenbar ein verholzter Fleck der Schale, wie sie sich an den Beeren mehrerer rezenter Arten der *Sabaleae* vorfinden.

An dem Abdruck des Blütenstandes läßt sich eigentlich nur soviel ausnehmen, daß *Jurányia hemiflabellata* einen reichverzweigten Blütenstand besaß, ähnlich wie die Arten der rezenten *Sabaleen*. Die einzelnen Äste endigen in dünnen, fadenförmigen Aehren, an denen kleine, etwa 2—3 mm lange Zwitterblüten saßen. Zu einer ausführlicheren Beschreibung der Blüte könnten aus den verschvommenen Abdrücken derselben genauere Angaben nicht geschöpft werden.

An der beschriebenen ursprünglichen Lagerstätte sind noch die Reste zahlreicher Individuen im Gestein eingeschlossen. Weitere Nachforschungen werden vielleicht noch besser erhaltene und noch vollkommenere Teile dieser interessanten Pflanze zutage fördern.

Auf Tafel XVIII ist der Habitus der *Jurányia hemiflabellata* im Rahmen einer, den betreffenden Verhältnissen entsprechenden oberkretazischen Landschaft auf Grund der tatsächlich gefundenen fossilen Reste und der geologisch genau feststellbaren Angaben abgebildet. Das Bild entspricht meiner Ansicht nach bis ins kleinste Detail der Wirklichkeit. Sämtliche Teile der Pflanze sind am Ruszkabányaer Fundorte reichlich vorhanden, es hat somit wohl ein ganzer Hain dort gestanden; dabei fand ich auch noch Überreste von Farnen und *Pandanus* (vergl. p. 243). Und diese ganze Vegetation gedieh an einem Strande und wurde von später im Wasser zu festem Gestein umgewandelter vulkanischer Asche überschüttet.

13. Schafarzikia oligocaenica nov. cat. nov. typ.

(Tab. XIX, fig. 1.)

Foliis maximis, simplicibus, integerrimis, 17 cm latis, nervo primario valido 5 mm crasso, nervis secundariis sub angulis 22° orientibus, parallelis, rectis, marginem versus ad apicem paullatim arcuatis, nervis interstitialibus tenuioribus, in intervallis nervis tenuissimis approximatis, nervulis multis transversim conjunctis.

In formatione oligocaenica superiore in valle Zsil prope Petrozsény, Hungariæ meridionalis.

Dieses ziemlich gut erhaltene Blatt fand ich oberhalb der Reste der *Nelumbo hungarica* in einem Sandsteinstück. Von dem Blatt selbst ist nur die etwa 46 cm lange mittlere Partie erhalten, die sich in der geologischen Sammlung der technischen Hochschule zu Budapest befindet. Die systematische Zugehörigkeit des Blattes ist nicht sicher festzustellen. Derartige Blattreste pflegt man der fossilen «Gattung» *Musophyllum* anzurechnen.

Die *Musophyllum*-Gruppe wurde von UNGER[1] auf Grund des *M. bohemicum* aufgestellt. Die später von anderen Autoren hierher gestellten Reste jedoch, wie z. B. *M. speciosum* SAP.[2] *M. Kinkelini* ENGELH.,[3] *Musa bilinica* ETTINGSH.[4] und andere weichen vom *Musophyllum* UNGER's bedeutend ab: so besonders darin, daß die Seitennerven unter spitzem Winkel gegen den Rand der Blattspreite zu verlaufen und nicht senkrecht vom Hauptnerven abbiegen, wie es auch für die entwickelten Blätter rezenter *Musa*-Arten charakteristisch ist. Das Blatt von *M. speciosum* besitzt dabei lauter gleichförmige, sehr feine Seitennerven.

Unser Fossil besitzt unter ziemlich spitzem Winkel verlaufende Seitennerven, die sich besonders am Rande der Blattspreite gegen die Spitze zuwenden. Ich glaube kaum, daß dies ein *Musa*-Blatt wäre. Möglicherweise — wenn noch andere Reste zum Vorschein gelangen — wirft mit der Zeit ein glücklicher Zufall auch auf dieses neuere Glied der ausserordentlich reichhaltigen oligozänen Flora des Zsiltales einiges Licht, so daß seine verwandtschaftlichen Beziehungen sich ge-

[1] UNGER, F. Syll. pl. foss. 1860. p. 8. tab. I. fig. 13. Ann. sc. nat. 4. ser. XVII. 1862. p. 230. tab. V. fig. 2.

[2] SAPORTA, G. Et. sur la végét. tert. I. 1872, p. 77. tab. V. fig. 2.

[3] ENGELHARDT, H. Musophyllum Kinkelini, Ber. d. Senckenb. naturforsch. Ges. 1907. p. 137.

[4] ETTINGSHAUSEN, C. Die foss. Fl. des tert. Beckens v. Bilin, 1866. p. 28. tab. VI. fig. 11. VII. fig. 4, 5.

nauer feststellen lassen. Einstweilen muß man sich damit zufriedengeben, die systematische Stellung annähernd unter den *Musaceae* oder *Zingiberaceae* (z. B. *Spathiphyllum*) voraussetzend, diesen Fund von den sogenannten *Musophyllum*-Arten zu trennen und in eine besondere fossile Gruppe einzuteillen, die ich nach Herrn Prof. F. Schafarzik, einen der unermüdlichsten Arbeiter der ungarischen paläontologischen Forschung benenne.

14. Juglans palaeoregia nov. typ.

(Tab. XVI, fig. 4.)

Nux ovata, obtuse acuminata, 27 mm longa, 22 mm crassa, irregulariter sulcato-costata, putamine crasso, ei Juglandis regiae valde similis.

Inventa in salinis formationis tertiariæ prope Torda, Hungariæ orientalis.

Die in Salz eingebettete Frucht ist beinahe vollkommen erhalten: sowohl ihr Äusseres, wie auch das Innere ist sehr gut erhalten. Die Frucht ist 27 mm lang und 22 mm breit. Wie es scheint, ist sie mit Gewalt aufgebrochen worden. Im Inneren erblickt man den Durchschnitt der bis in die Mitte der Frucht reichenden Scheidewand, der verkohlt ist und mit seiner dunklen Farbe von der durch Umwandlung der Cotyledonen entstandenen heller gefärbten Ausfüllung abweicht.

Die Nuß führte in der Sammlung des Erdélyi Muzeum-Egylet (Siebenbürgischer Museum-Verein) den Namen *Carya costata* Ung. Br., ist jedoch keine *Carya*, sondern eine *Juglans*. Dafür spricht unter andern der Umstand, daß das eine Ende zugespitzt, das andere sattelartig eingedrückt ist, nicht minder aber auch die unregelmäßigen, häufig anastomisierenden, ziemlich tiefen, faltigen Furchen der Schale. Dem gegenüber ist die Schale der *Carya*-Frucht kaum gefurcht, sie besitzt bekanntlich vier Nähte und ist an beiden Enden zugespitzt. Unsere fossile Nuß ist den Nüssen von *Juglans regia* äußerst ähnlich, höchstens vielleicht etwas kleiner, sonst ist sie durch auffallendere Merkmale von dieser kaum zu unterscheiden. Somit weist sie im Verein mit *Juglans nux tauriensis* Brongn. (Turin, Val d'Arno, mittleres und oberes Miozän), *J. minor* Sap. (Meximieux, Pliozän), *J. salinarum* Ung. (Wieliczka), *J. Hageniana* Heer (Samland, mittleres Oligozän) und *J. acuminata* Al. Braun (Italien, Ungarn, Grönland, Miozän) ebenfalls auf die ausgedehnte Verbreitung der nächsten Verwandten von *J. regia* im Tertiär Europas.

Unter diesen erwähnten fossilen Juglans-Arten ist die Skulptur der Schale von *J. nux tauriensis*[1] sehr verschwommen erhalten und auch ihre Gestalt weicht von der des Tordaer Fundes ab. Es sei bezüglich dieser Art auch erwähnt, daß während Schenk (Paläophytologie, p. 447) diese fossile Nuß mit *J. regia* für nahverwandt hält, A. Engler der Ansicht ist, daß sie zu *J. nigra* näher stehe. Von *J. acuminata* sind Blätter bekannt, von Heer wurde aber dieser Art auf Grund gemeinsamen Vorkommens auch eine fossile Frucht hinzugefügt.[2] Heer zählt übrigens unter Vorbehalt auch *J. salinarum* Ung.[3] und *J. Hageniana* Goepp[4] hierher. Vergleicht man die Nuß von Torda mit den Abbildungen der zuletzt angeführten drei Typen, so findet man, daß sie sich mit den beiden ersten wegen deren schwachen und verschwommenen Furchen, mit der letzten aber wegen deren gestreckter Form nicht identifizieren läßt. Der Größe und einigermaßen auch der Form nach ähnelt die Tordaer Nuß dem Typus *J. globosa* R. Ludwig[5], die aber beinahe vollkommen kugelig ist und nicht so gut erhaltene Furchen besitzt, daß sie mit unserer Nuß genau zu vergleichen wäre. Soweit sich ausnehmen läßt, war *J. globosa* viel gröber gefurcht. Nach Ludwig soll sie zu *J. nigra* nahe stehen. Wegen den vielen ähnlichen fossilen Früchte, die sämtlich der Nuß von *J. regia* ähnlich sind, war die Bestimmung sehr schwierig, und obwohl ich neue Namen womöglich zu vermeiden suche, ergaben meine diesbezüglichen Untersuchungen hier doch, daß dem Tordaer Fund ein neuer Name gebühre und zwar umsomehr, da derselbe ein innerlich und äußerlich gut erhaltener und genau erkennbarer Typus ist.

15. Juglandites eocaenica nov. typ.

(Tab. XVI, fig. 2, 3.)

Nux globosa, 5 cm longa, 4·3 cm crassa, pericarpio apice subacuminato granulato-rugoso intecta, ei Juglandis nigrae valde similis.

Inventa in lapidicinis formationis eocaenicæ ad montem Kis-Sváhegy prope Budapest, ubi copiose adest.

[1] Eine Abbildung findet man in: Heer, O. Fl. tert. Helv. III. 1859. tab. CXXX, fig. 3, 4.

[2] Heer, O. u. o. p. 89, tab. CXXVIII, fig. 1. 2.

[3] Unger, F. Gen. et spec. plant. foss. 1850. p. 468 und Pflanzenreste v. Wieliczka, p. 11, fig. 17, 18.

[4] Goepp. et Berendt. Bernstein, p. 75, tab. V, fig. 30—32.

[5] Ludwig, R. Foss. Pfl. d. Wetterauer Braunkohle. Palæontographica. V. 1855—1858, p. 103, tab. XXI, fig. 12.

Dieses Fossil bildet einen der häufigsten und bekanntesten Pflanzenreste am Hügel Kis-Svábhegy bei Budapest. Staub bestimmte sie als *Carya ventricosa* (Brongn.) Ung.[1] und diese Bestimmung ist auch so ziemlich in die ungarische geologische Literatur übergangen. Bei Untersuchung der Frucht fiel mir vor allem auf, daß am warzigen Pericarpium nirgends die vier Längsrippen der *Carya*-Früchte zu sehen und auch nicht beide Enden zugespitzt sind, sondern nur das eine Ende einen stumpfen Fortsatz aufweist. Die Frucht ist demnach keine *Carya* und steht mit der fossilen *Carya ventricosa* (Brongn.) Ung.[2] in keinerlei Beziehung. Die Größe, Form und die warzig-körnige Oberfläche der Frucht weisen entschieden auf eine *Juglans* hin und zwar in erster Reihe auf *J. nigra*.

Mit den mit *J. nigra* in Beziehung stehenden fossilen Nüßen[3] lassen sich die am Kis-Svábhegy gesammelten Früchte nicht identifizieren, denn jene sind auf die Skulptur und Form der Schale begründet, während von den Kis-Svábhegyer Früchten im Gestein nur die Abdrücke des fleischigen Perikarpiums erhalten sind, von der Schale der Nuß aber nichts vorhanden ist. Diese Früchte besitzen jedoch eine so charakteristische Form, daß sie in gut erhaltenem Zustande stets mit Sicherheit zu erkennen sind.

16. Celtis cf. australis L.

(Tab. XVI, fig. 5, 6.)

Die auf Taf. XVI abgebildeten Fruchtschalen wurden in der Kalksteinausfüllung der prädiluvialen Spalte des Fortyogó-Berges bei Brassó von Herrn Dr. G. Moesz gesammelt. Dieselben kommen dort in ziemlich großer Anzahl vor. Ihre Länge beträgt 7 mm, ihre Breite 6 mm. Unter den vielen Bruchstücken finden sich hie und da auch vollständig erhaltene Früchte. An diesen sind vier Leisten sichtbar, von denen zwei gegenüberliegende schärfer sind und den Rändern der beiden Fruchtblätter entsprechen. Die beiden anderen Leisten entsprechen den Hauptnerven der beiden Fruchtblätter; von diesen zweigen

[1] Staub, M. Jahresbericht der kgl. ungar. Geol. Reichsanstalt. 1885.

[2] Unger, F. Gen. et spec. 1850, p. 467; Syll. I. 1860, p. 40, tab. XVIII, fig. 5—11; Brongniart, Prodr. p. 144; Ludwig, R. Foss. Pfl. in Palæontographica. VIII. 1859—1861, p. 139, tab. LVII et tab. LVIII. (Blatt und Frucht).

[3] *J. globosa* Ludwig, *J. quadrangula* Ludwig, *J. corrugata* Ludwig (über die ersten zwei vergl. Palæontographica V. 1855—1858, p. 103, tab. XXI; über die dritte: Palæontograph. VIII. 1859—1861, p. 178, tab. LXX.). *J. arctica* Heer (Fl. foss. arct. 6. 1880, p. 71, tab. XLII, fig. 3.).

die Seitennerven ab, die die netzartige Skulptur der Fruchtschale bewirken.

Ähnliche fossile Früchte übergab mir Herr Dr. Th. Kormos, die im Diósvölgyer Bergwerk bei Süttő (Kom. Esztergom), im unteren Teil der Lößschicht über pleistozänem Kalktuff gefunden wurden.

Vergleicht man diese Früchte mit denen der in den südlichen Teilen Europas lebenden *C. australis* und anderer mit dieser naheverwandten *Celtis*-Arten und zieht man auch noch *C. occidentalis* L. in Betracht, so findet man, daß sie größer sind, als die Früchte letzterer, nicht so glatt als die von *C. caucasica* Willd., *C. Tournefortii* Lam. und *C. betulifolia* Vandas, hingegen mit den Früchten von *C. australis* L. sowohl in der Größe, als auch in der Skulptur vollkommen übereinstimmen.

Ist man auf Grund dieser Übereinstimmung berechtigt auf *C. australis* zu schließen, bezw. besitzt irgend eine der in den Tropen lebenden und überhaupt der exotischen übrigen *Celtis*-Arten nicht ebenfalls ähnliche Früchte, so bietet der Brassóer Fund einen sehr interessanten Beitrag zur entwicklungsgeschichtlichen Pflanzengeographie von *C. australis*.

Von den aus den jüngeren Tertiärablagerungen Europas zum Vorschein gelangten *Celtis*-Resten stammt *C. bignonioides* Göpp. aus den miozänen Schichten von Schoßnitz und steht nach Göppert in Beziehung zu *C. australis; C. hyperionis* Ung. aus dem Pliozän bei Frankfurt nähert sich an *C. occidentalis; C. trachytica* Ettingsh., aus dem oberen Miozän von Tálya (= *C. vulcanica* Kováts) wurde mit *C. Tournefortii* in Beziehungen gebracht. Außer diesen beweisen *C. latior* Marion (Ronzon, mittleres Oligozän), *C. primigenia* Sap. (Armissan, Oligozän), *C. stiriaca* Ettingsh. (Leoben, Oligozän), *Celtites Kleinii* Tuzs. (Sümeg, jüngeres Tertiär) und andere fossile Arten hinreichend, daß die Gattung *Celtis* und besonders *C. australis*, bezw. deren Vorfahre und engerer Verwandtschaftskreis gegen Ende des Tertiärs auf europäischem Gebiet in größerem Maße verbreitet waren.

Die Knochenreste und die Ausfüllung der Brassóer Spalte gehören zweifellos der Präglazialperiode oder einer der wärmeren Perioden der Eiszeit an. Dafür sprechen die tierischen Reste (Schakal, *Hystrix*, Hamster etc.), die ein mildes Klima beanspruchenden Arten, zum Teil auf Steppenbewohner hinweisen.[1]

Bei diesem Alter der Brassóer Höhlenreste beweisen die *Celtis*-

[1] Toula, Fr. Diluviale Säugetierreste v. Kronstadt. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst 59. 1909, 575.; Éhik Gy. A brassói preglaciális fauna, Földt. Közl. XLIII, 1913, p. 23.

Früchte somit, daß *Celtis australis* auch noch unmittelbar vor der Eiszeit nördlich der Südkarpathen verbreitet war und nur durch das eiszeitliche Klima in die südlichen Teile Europas verdrängt wurde.

Dasselbe beweisen auch die bei Hundsheim in Niederösterreich, ebenfalls in einer diluvialen Höhle gefundenen Früchte, die nach einer Bemerkung Toula's[1] von Freudenberg ebenfalls als *C. australis* bestimmt wurden.[2]

In Südungarn kommt *C. australis* auch heute noch wildwachsend vor, ob sie jedoch dort selbst eine ureingesessene Pflanze ist, oder als ein Ankömmling neuerer Zeiten zu betrachten ist, kann heute kaum mehr sicher entschieden werden. An vielen Orten ist sie angepflanzt und ihre Früchte werden durch die Vögel leicht verschleppt. In jenen Teilen Südungarns aber, die an das mösische Florengebiet angrenzen, liegt keine Ursache vor, *C. australis* als verwilderten Fremdling zu betrachten. So kann z. B. ihr Vorkommen in der Deliblater Sandwüste gewiß als ein natürliches angesehen werden, da sich alte Exemplare in einer völlig entlegenen Waldpartie vorfinden lassen, wo keinerlei Anzeichen dafür vorhanden sind, daß sie durch Anpflanzung dorthin gelangt wären. Dieses Gebiet bildet die natürliche Fortsetzung des südlicheren Verbreitungsgebietes von *C. australis*. Ob aber hier und in der Krassó-Szörényer Gebirgsgegend der Donau entlang das Vorkommen von *C. australis* die unmittelbare Fortsetzung der prädiluvialen *Celtis*-Vegetation dieser Gebiete bildet, ist heute nicht mehr zu beweisen und auch nicht zu widerlegen. Möglich ist es; ebenso besteht aber auch die andere Möglichkeit, daß sie während der Eiszeit weit auf den Balkan hinabgedrängt wurde, um mit dem Milderwerden des Klimas wieder nach dem Norden zurückzukehren. Letztere Annahme ist vielleicht wahrscheinlicher, da zahlreiche andere südliche Arten dafür sprechen, wie z. B. *Paronychia kapela*, *Convolvulus cantabricus*, *Tilia tomentosa*, *Ruscus aculeatus* und andere, die offenbar als nach der Eiszeit wieder nordwärts gewanderte südliche Pflanzenarten zu betrachten sind.

[1] Ibidem p. 579.

[2] Die Begründung der Bestimmung und die Beschreibung ist mir nicht bekannt, nur die Bemerkung Toula's ist meines Wissens darüber veröffentlicht worden.

17. Nelumbo hungarica Tuzs.

(Math.-Természettud. Ért. XXIX. 1911. p. 827.)

(Tab. XVII, fig. 4; Tab. XIX, fig. 2, 3; Tab. XX; Tab. XXI, fig. 1, 2.)

Foliis amplis, usque 40—60 cm latis, peltato orbiculatis, ambitu laeviter undulatis, ad basim sinuatis, peltinervis; nervis conspicuis primariis circiter 22, e puncto centrali undique patentim radiantibus, ante marginem repetito dichotome furcatis, inter se nervusculis anastomosatis, inde lamina areolata. Nervis ad nervum medianum dextrorsum et sinistrorsum jacentibus, in parte superiore folii ante marginem convergentibus, sed in parte inferiore divergentibus, formam lyrae ostentantibus; petiolis 5—12 mm latis. Petalis circiter 5 cm longis, 22 mm latis, nervis parallelis numerosis longitudinaliter striatis. Rhizomatis 4—10 mm latis, nodis tuberoso-globosis.

Inventa in formatione oligocænica superiore in valle Zsil prope Petrozsény, Hungariæ meridionalis. Folia, rhizomata et petalum uno loco sed disjuncte inventa.

Die Zsiltaler Oligozänschichten sind bekannt davon, daß sie stellenweise Unmengen von fossilen Pflanzenresten enthalten. Als erster befaßte sich D. Stur [1] mit dieser Flora. Später bestimmte O. Heer [2] die von Hofmann im Zsiltale gesammelten Fossilien. Sodann befaßte sich Th. Geyler [3] und nach ihm am eingehendsten M. Staub [4] mit der Untersuchung der fossilen Flora des Zsiltales; und jüngst hat F. Pax [5] diese Flora bearbeitet. Es sind insgesamt etwa 90 verschiedene Pflanzenreste beschrieben, von denen Pax 31 als solche anführt, deren Bestimmung sicher zu nennen sei.

Voriges Jahr brachte der Zufall wieder eine neue Pflanze dieser Flora ans Tageslicht, die nicht nur für die tertiäre Flora des Zsiltales und Ungarns, sondern überhaupt auch für die Wissenschaft neu ist. Dies ist *Nelumbo hungarica*, dessen erstes Blattfragment mit einer größeren Sendung von Fossilien in die Hände des Herrn Professors F. Schafarzik gelangte, der es mir zur Bestimmung über-

[1] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XIII, 1863, p. 95.

[2] Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. Reichsanst. Bd. II. 1872.

[3] Jahresber. d. Senckenberg. naturf. Ges. 1878—79. Protokoll am 15. Febr. 1879, p. 170.

[4] Die aquitanische Flora des Zsiltales. Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Reichsanst. VII. 1887.

[5] Tertiärflora des Zsiltales, Englers Botan. Jahrb. XL. 1908, Beibl. 93., p. 49. Grundzüge d. Pflanzenverbreitung in den Karpathen. II. 1908. p. 11.

gab. Dieses erste Blattstück (Taf. XX) war zur näheren Bestimmung nicht geeignet: die Sammlung war demzufolge an Ort und Stelle fortzusetzen und dabei besonders darauf zu achten, daß es gelinge vollständige Blätter und auch die übrigen Teile der Pflanze zu finden. Meine erste Reise hatte nicht den gewünschten Erfolg, denn sie hatte nur das Ergebnis, daß ich die Lagerstätte des ersten Stückes in dem Kisdilsaer Steinbruche auffand und die Gesteinsbank entdeckte, die die Überreste von *Nelumbo hungarica* zu Hunderten einschloß. Von dem mürben mergelartigen Gestein war es aber unmöglich größere Teile in unzerbröckeltem Zustande loszulösen. Ich mußte die Erfolge wochenlanger Arbeit abwarten, um die tieferen Partien der beinahe senkrechten Gesteinswand bloßzulegen, wonach die entsprechende Abtrennung von geeigneten Stücken zu hoffen war. So gelang es mir mit tatkräftiger Unterstützung der Petrozsényer Bergwerkgesellschaft durch eine zweite Reise in den Besitz des erforderlichen Untersuchungsmaterials zu gelangen. An diesem, das aus etwa 30—40 verschiedenen Stücken bestand, konnte ich sodann die in obiger Diagnose zusammengefaßten und auf Tafel XXI, Fig. 1 abgebildeten Merkmale der Pflanze feststellen.

Die überwiegende Mehrzahl der Blätter besaß einen Durchmesser von 40—60 cm, nur hie und da wurden auch kleinere angetroffen (Tafel XXI, Fig. 2). Rhizome waren im Gestein reichlich vorhanden. Auch gelang es mir ein gut erhaltenes Blatt der Blumenkrone aufzufinden (Tafel XVII, Fig. 3).

Die Blätter, das Kronblatt und die Rhizome beweisen bereits jedes für sich und noch mehr im Verein, alle Zweifel ausschließend, daß wir es mit der Gattung *Nelumbo* zu tun haben, und zwar mit einem solchen Typus derselben, der in der Form der Blätter von den rezenten Arten *Nelumbo speciosa* und *N. lutea* wesentlich abweicht. Die Blätter der beiden rezenten Arten sind kreisförmig, die von *N. hungarica* hingegen an der Basis gegen den Mittelnerv zu buchtartig ausgeschnitten. Im rechten und linken Lappen streben die auf beiden Seiten neben dem Mittelnerv entspringenden zwei Nerven lyraartig auseinander (Tafel XIX. Fig. 3).

Die bisher beschriebenen fossilen *Nelumbo*-Reste sind sämtlich mangelhaft erhaltene, unvollständige Bruchstücke, so daß *N. hungarica*, an deren Resten die Blattform, die Nervatur, die Form des Rhizoms und der Kronblätter festzustellen war, schon aus diesem Grunde sich mit keinem derselben identifizieren läßt. Abgesehen davon aber weichen jene der bisher bekannten *Nelumbo*-Reste, an denen morphologische Details einigermaßen festzustellen sind, von unserem Typus wesentlich ab.

So weist in erster Reihe der im Polargebiet, in den oberkretazischen Schichten Grönlands bei Igdlokunguak gefundene *N. artica* Heer [1] genannte Blattrest nur 13 Hauptnerven auf, was gegenüber den 22 Hauptnerven von *N. hungarica* in systematischer Hinsicht einen bedeutenden Unterschied bedeutet. Aus den Schichten der jüngeren Kreide bei Fuveau in der Provence wurde von Saporta [2] die Art *Nelumbo provincialis* beschrieben, und zwar auf Grund von Blattfragmenten und Samen. Mit ersteren läßt sich *N. hungarica* nicht identifizieren, da es nur Fragmente sind, aus denen sich die Form des vollständigen Blattes nicht rekonstruieren läßt. Die Zahl der Hauptnerven ist zwar ebenfalls 22, aber der Verlauf der unteren, bei *N. hungarica* lyraartig verlaufenden Nerven, die Bucht und überhaupt die Umrisse des Blattes sind nicht bekannt.

Aus den tertiären Schichten der Umgebung von Manosque und Céreste hat Saporta ebenfalls hauptsächlich auf Grund von Blattresten eine weitere Art, *N. protospeciosum* beschrieben.[3] Die vollständige Form des Blattes ist aber nicht bekannt, es wird nur angenommen daß der Umriß desselben kreisförmig war. Außerdem hat Ettingshausen[4] aus den Eozänschichten des Monte Promina nordöstlich von Sebenico zwei Typen beschrieben und zwar *N. Buchii* und *N. nymphaeoides*. Beide sind auf sehr mangelhaft erhaltene Blattreste begründet. An ersterem ist der Hauptnerv der oberen Hälfte der Blattspreite auffallend dick und gefiedert verzweigt; von letzterem erwähnt Ettingshausen, daß die Blattbasis pfeilförmig gelappt sei. An einem *Nelumbo*-Blatte sind beide Merkmale sehr auffallend. Ferner wurde aus den Oligozänschichten der Insel Wight neben Wales von Heer ein *Nelumbo*-Rhizom beschrieben [5] und aus den Tertiärschichten des nordamerikanischen Colorado beschrieb Lesquereus die Reste von *N. Lakesii* und *N. tenuifolium*, die aber sämtlich nur Bruchstücke sind, so daß sich *Nelumbo hungarica* mit keiner einzigen derselben vergleichen läßt.

[1] Heer O. Fl. foss. Arct. Vl. 1. p. 92, Tab. XL.

[2] Saporta G. Le Nelumbium provinciale, Mém. de la Soc. Géol. de France No. 5. 1890.

[3] Saporta G. Rev. des trav. de Pal. vég. p. 38. Revue gén. de Bot. II. t. 1890.; Végét. du niveau Aquitanien de Manosque, Mem. de la Soc. Géol. de France No. 9., 1891. p. 17. Tab. I. und IV.; Heer O. Fl. Tert. Helv. III. 1859. p. 31. Tab. CVII.

[4] Ettingshausen C. Die eoz. Fl. von Monte Promina. 1855. p. 20. und 21. Tab. X. XI., XII.

[5] Proc. of the Geol. soc.; vol. XXIII. Tab. XXV. Referat: Fritel H. P. Etudes sur les Nymphéacées fossiles, Le Naturalist, 1908. No. 512.

Darüber kann kaum ein Zweifel bestehen, daß diese Überreste wenigstens größtenteils tatsächlich *Nelumbo*-Reste sind und wenn nicht alle Anzeichen trügen, repräsentieren sie alle von einander und auch von *N. hungarica* verschiedene, besondere Arten. Dieser Umstand spricht dafür, daß die Gattung *Nelumbo* gegenwärtig den Höhepunkt ihrer Entwicklung bereits überschritten hat: die heute noch lebenden zwei Arten sind die letzten Überreste einer einst aus zahlreichen Arten bestehenden Gattung.

In entwicklungsgeschichtlicher Hinsicht verdient *N. hungarica* aus zwei Gesichtspunkten Beachtung. Sie bildet erstens einen neuen Beitrag zur Kenntnis der Wanderung jener an wärmere Klimaten angepaßten Verwandtschaftsgruppen, die gegen Ende der Kreidezeit noch in den jetztigen Polargegenden heimisch waren, im Tertiär noch die jetztige gemäßigste Zone bewohnten, um vor dem *homostatischen Zustand*[1] auch hier auszusterben.

Eine andere Bedeutung von *N. hungarica* eben bezüglich der Umgebung ihres Fundortes besteht darin, daß sie einen weiteren Anhaltspunkt zur richtigen Beurteilung der Entwicklunggeschichte der heutigen Flora bietet; obwohl bei dieser Frage hauptsächlich die Vorgänge viel späterer Zeiten in Betracht zu kommen haben.

Von den zwei rezenten Arten der Gattung *Nelumbo* lebt *N. speciosa* in Südasien; der nördlichste und zugleich westlichste Punkt ihrer Verbreitung liegt an der Mündung der Wolga ins Kaspische Meer. Im Tertiär hatte sich die Gattung von Polargegenden aus in sämtliche Teile der nördlichen gemäßigten Zone verbreitet, war jedoch vor dem homostatischen Zustande in Westeuropa und somit auch in der Umgebung des Zsiltales ausgestorben: heute lebt sie nur mehr im Orient. Dieses Verhältnis muß auch bei der Beurteilung der Vorgänge nach dem homostatischen Zustande und so auch der heutigen Flora in Betracht gezogen werden, worauf ich übrigens bereits in meiner Arbeit über die entwicklungsgeschichtliche Pflanzengeographie Ungarns ausführlich hingewiesen habe.[2] Wir haben nämlich keine Ursache solche Pflanzen, die uns mit dem fernen Orient gemeinsam sind, wie z. B. *Ferula Sadleriana*, *Artemisia latifolia* etc. als aus dem Osten eingewandert zu betrachten; es sind dies nicht aus dem Orient nach Wes-

[1] Unter homostatischem Zustand verstehe ich den Zeitpunkt, als vor oder auch während dem Pleistozän in irgend einem Gebiete die gleichen Existenzbedingungen der Vegetation vorhanden waren, als heute. Die Pflanzenwelt dieser beiden Zeitpunkte war die gleiche, das heißt es waren die zu dieser Gleichheit erforderlichen Existenzbedingungen vorhanden.

[2] Math.-Naturwiss. Berichte aus Ungarn. XXX. 193. S. 30.

ten vordringende Pflanzen, sondern im Gegenteil die letzten Nachzügler jener Arten, die bei uns im Aussterben begriffen, im Orient aber noch kräftig gedeihen. Aus dem Vorkommen von *N. speciosa* an der Wolgamündung, d. h. aus der im Vergleich mit der Umgebung des Zsiltales geringen *Verbreitungsdifferenz*[1] der Gattung läßt sich bezüglich der tertiären Typen folgern, daß die Gattung erst gegen Ende des Tertiärs, vielleicht zu Beginn des homostatischen Zustandes in den Gebieten Ungarns ausgestorben ist. Ich halte es wenigstens für wahrscheinlich, daß die Gattung *Nelumbo* später aus Ungarn verschwunden ist, als die Palmen, deren heutige Verbreitungsdifferenz eine größere ist und deren Spuren in Ungarn bereits im Pliozän verschwinden.

[1] Unter «*Verbreitungsdifferenz*» verstehe ich die Differenz zwischen irgend einem Gebiet und dem heutigen Verbreitungsgebiet der betreffenden Pflanze. Auszudrücken ist sie mit der Differenz der Temperatur, eventuell der Feuchtigkeit etc. in den beiden Gebieten, hauptsächlich aber in Anschluß an erstere mit der Differenz der Isothermen, beziehungsweise der Breitengrade. Aus der heutigen Verbreitungsdifferenz läßt sich im allgemeinen auch darauf schließen, zu welcher Zeit die betreffende Pflanzenart vor dem homostatischen Zustand aus irgend einem Gebiet verschwunden sei. Je größer nämlich die heutige Verbreitungsdifferenz ist, umso früher haben in dem betreffenden Gebiet die die Vegetation der betreffenden Pflanze gestattenden Existenzbedingungen aufgehört.

TAFEL XIII.

Fig. 1. *Characeites verrucosa* nov. typ. 40 : 1.
« 2. « *globosa* nov. typ. 40 : 1.
« 3. « *acuminata* nov. typ. 30 : 1.
« 4. *Pteridites Staubii* nov. typ. Natürliche Größe.

TAFEL XIV.

Fig. 1. *Ginkgo parvifolia* nov. typ. Natürliche Größe.
« 2. *Pinus ovoidea* nov. typ. « «
« 3. « « ein Teil rekonstruiert.
« 4. « « ein Schild in seitlicher Ansicht.
« 5, 6, 7, *Pinus Kotschyana* (Ung.) Zapfenschuppen. Nat. Gr.
« 8. « *Szádeczkyi* nov. typ. Fruchtschuppe 3 : 2.
« 9. « « Natürliche Größe.

TAFEL XV.

Fig. 1., 2., 3., 4. *Pinus Kotschyana* (Ung.) m. Natürliche Größe.
« 5. *Pinus Lawsonioides* nov. typ, Natürliche Größe.
« 6. *Pandanites acutidens* nov. typ. Natürliche Größe.

TAFEL XVI.

Fig. 1. *Attaleinites apiculata* nov. typ. Natürliche Größe.
« 2. 3., *Juglandites eocaenica* nov. typ. Natürliche Größe.
« 4. *Juglans palaeoregia* nov. typ. Natürliche Größe.
« 5., 6. *Celtis* cf. *australis* L. 4.3 : 1.

TAFEL XVII.

Fig. 1. *Jurányia hemiflabellata* Tuzs. Blatt 1 : 9.
« 2. « « Frucht. 5 : 1.
« 3. *Nelumbo hungarica* Tuzs. Blumenkronblatt. Natürliche Größe.
« 4. *Jurányia hemiflabellata* Tuzs. Blütenstandfragment. Natürliche Größe.

TAFEL XVIII.

Ideallandschaft aus der oberen Kreide bei Ruszkabánya: *Jurányia hemiflabellata*-Palmen, im Vordergrund ein Farn, links *Pandanus*-Wurzeln. Nach den Anweisungen des Verfassers auf Grund der gefundenen Überreste, gemalt von Paul Kümmerle.

TAFEL XIX.

Fig. 1. *Schafarzikia oligocaenica* nov. typ. 1 : 4.
« 2. *Nelumbo hungarica*, Rhizom. 1 : 3.
« 3. « « , Blattpartie an der die Endigung der beiden unteren lyraförmig verlaufenden Nerven sichtbar ist. 2 : 3.

TAFEL XX.

Blatt von *Nelumbo hungarica*. 1 : 3.

TAFEL XXI.

Fig. 1. Rekonstruiertes Blatt von *Nelumbo hungarica* 1 : 6.
« 2. Ein jüngeres Blatt dieses Typus 1 : 2·3.

1

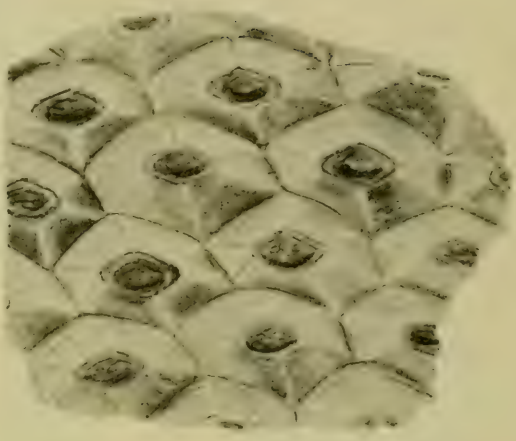
2

3

4

M. k. Földt. Int. Évk. XXI. köt. XIV. tábla.
Mitt. a. d. Jahrb. K. Ung. Geol. Reichsanst. Bd. XXI. Taf. XIV.

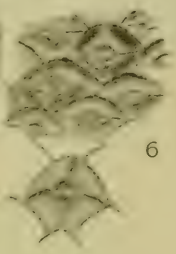
1



3

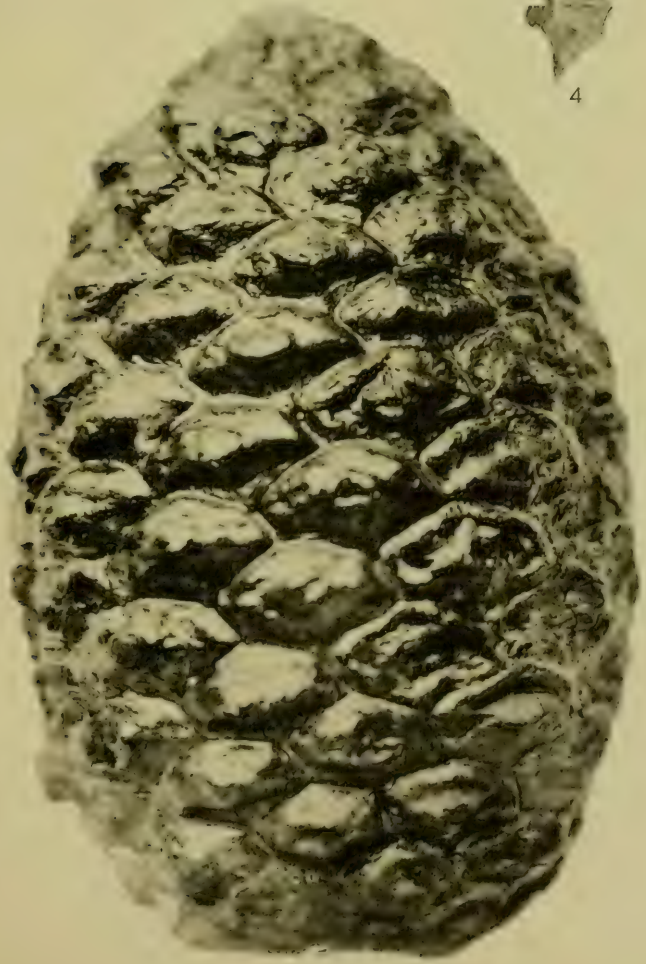
4

5



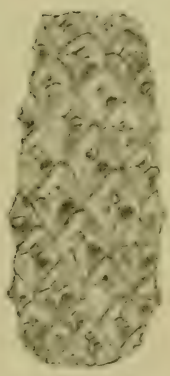
6

7



2

8

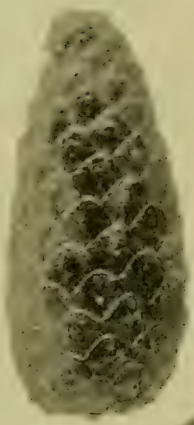


9

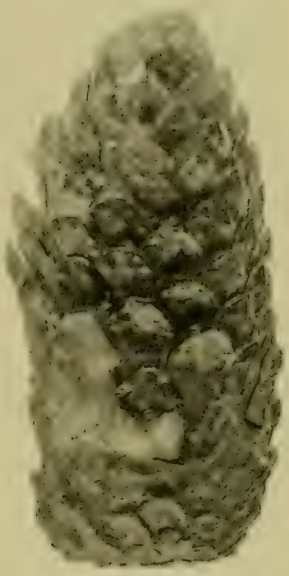
M. k. Földt. Int. Évk. XXI. köt. XV. tábla.
Mitt. a. d. Jahrb. K. Ung. Geol. Reichsanst.
Bd. XXI. Taf. XV.

1

2



3

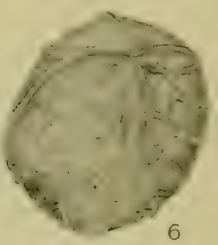


4

5

6

1

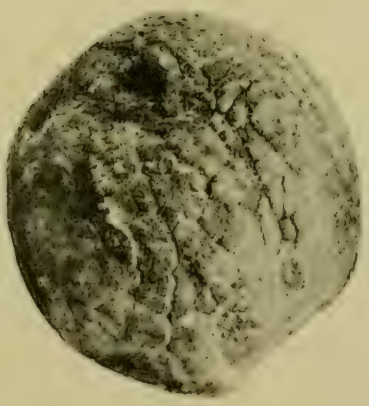


6

5

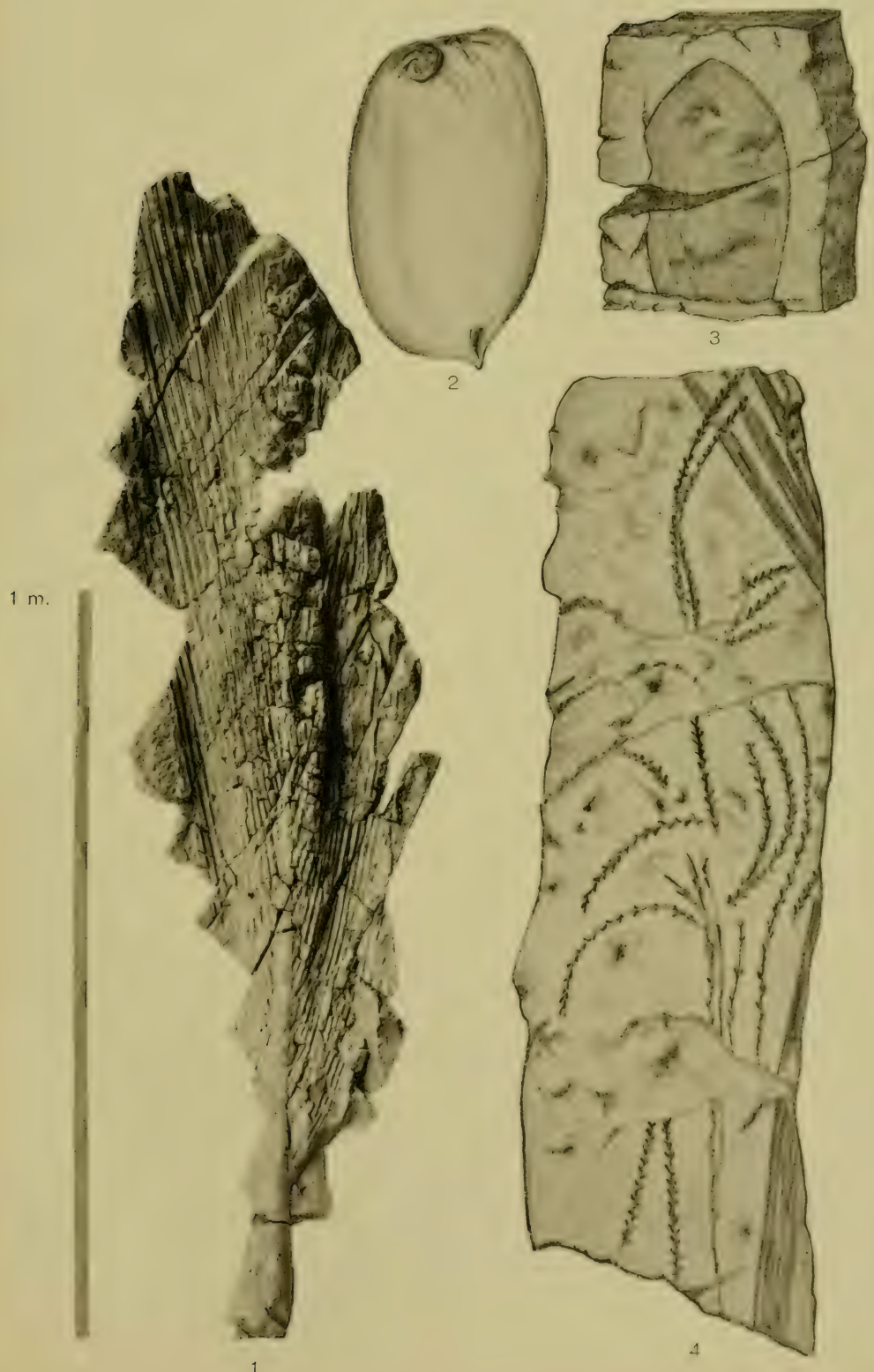
4

2



3

M. k. Földt. Int. Évk. XXI. köt. XVII. tábla
Mitt. a. d. Jahrb. K. Ung. Geol. Reichsanst.
Bd. XXI. Taf. XVII

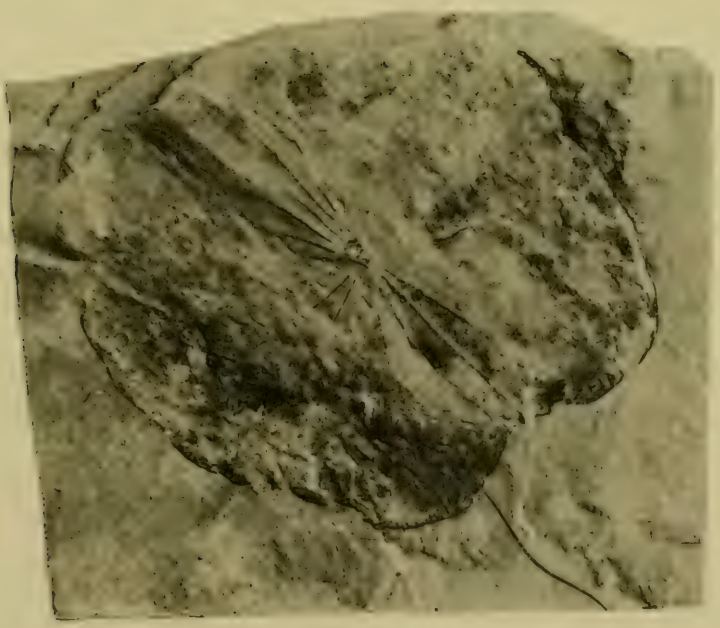


1

2

3

1



2

9.

BEITRÄGE ZUR PETROGRAPHIE ZENTRALASIENS.

DIE GESTEINE DES TIENSHAN, KULDSCHAER NANSHAN, DES WESTLICHEN TAKLAMAKAN, DER KASCHGAR-ALPEN, DES KIAKBASCHER PAMIR UND DES WESTLICHEN KUENLÜN.

Die petrographischen Resultate der Reisen von *Dr. Gyula Prinz* in Innerasien.

VON

Dr. SIEGMUND v. SZENTPÉTERY.

PRIVATDOZENT A. D. UNIV. KOLOZSVÁR.

MIT DEN TAFELN XXII—XXIV.

Feber 1915.

Das Sammelgebiet und die darauf bezughabende Literatur.

Die im nachfolgenden zu beschreibenden Gesteine[1] wurden von Dr. Gy. Prinz in den Jahren 1906 und 1909 auf seinen Reisen in Zentralasien gesammelt, u. zw. vornehmlich an solchen Punkten, welche von früheren Forschern vor ihm noch gar nicht berührt wurden. Mit wenigen Ausnahmen stammen die Gesteine von neuen Fundorten, und es sind größtenteils Arten, die bisher aus Zentralasien unbekannt waren.

Der größte Teil stammt aus dem Tienshan, in welchem folgende Gebiete begangen wurden:

1. *Ferghana-Gebirgskette* samt dem Alaiku-sürt, von dem östlichen Kugart-Tal bis zur Kalmak-asu-Lehne an der russisch-chinesischen Grenze. Über ihren Bau kann ich kurz folgendes mitteilen: das Grundgebirge des nördlichen Teiles dieses Zuges besteht aus kristallinischem Schiefer, auf welchem Karbon-Kalk und Perm-Sandstein liegt, die wieder von neogenen Konglomeraten überlagert werden, wie dies vom Tarambasar-Gebirge bis auf die Kugart-Lehne aufsteigend gut zu beobachten ist.

Die nördliche Grenze des Sammelgebietes selbst zieht durch die stark gefalteten kristallinischen Schiefer des östlichen Kugart-su, weiter oben ist dann der Fluß in Granit eingeschnitten. (Földr. Közl. 1906.) Im südlichen Teil finden wir dieselben Gesteine, ihnen gesellen sich noch Arkosen und im NW-lichen Teil der Alaiku-sürt Diabas zu.

2. *Der zentrale Tienshan,* südlich vom Issykkul-See bis zur Gegend Kelpin. Von den, in diesem ungeheueren Gebiete durchforschten Gegenden seien noch folgende erwähnt: Terskei Alatau, das Wasser-

[1] Die Eruptivgesteine aus dem Tienshan und Kuldschaer Nanshan habe ich schon vor mehreren Jahren bearbeitet und die Resultate in der am 28. Dezember 1910 abgehaltenen Sitzung der naturwissenschaftlichen Sektion des Siebenbürgischen Museum-Vereines vorgetragen. Außerdem hat Prof. Dr. A. Koch diese meine Abhandlung der ung. Akademie der Wissenschaften im Jahre 1911 vorgelegt.

gebiet des Naryn-Flusses nebst seiner Zuflüsse, sowie der Dschitim-tau, Tschet-Nura, der kleine Naryn-sürt und ein großer Teil der Kokkija-Bergkette; im Osten das Flußgebiet des Sarydschass, zu welchem als Sammelgebiet der Kogeletschab und Taragaj-sürt, Isigart-tau, Terekti tau, Kölü-tau und -sürt und das Hochland zwischen dem Durchbruch des Sarydschass und dessen Sürt gehört. Zu dem durchforschten Gebiete gehören noch südlich die beiden Grenzgebirge Tauschkandarja: Kokschal-tau und Karateke-tau, nördlich der östliche Teil des Issykkul- und der östliche Ausläufer des Kungej-Alatau, das Sary-Aigür Gebirge.

3. *Der östliche Tienshan*, vom Khan-Tengri gegen Osten. Er umfaßt den östlichen Teil des Quellen- und Flußgebietes des Tekes und den NW-lichen Teil von Khalik tau.

Die Hauptmasse der zumeist parallel E—W-lich streichenden Bergketten und der zwischen diesen liegenden Plateaus in dem umfangreichen Gebiete des zentralen und östlichen Tienshan besteht aus kristallinischem Schiefer [1], Phyllit, Granit und Diorit, auf die stellenweise Silur (?)- Sandstein (östlich) und Karbon-Kalk gelagert ist.

Die Tekes-Depression, ein gewelltes hügeliges Hochland, mit kleineren Bergzügen und der Issykkul selbst (1570 m hoch) liegt in einer, über 300 Km langen Kalkzone, deren Kalke größtenteils zweifellos karbonisch sind. Diese Bildungen finden sich an den meisten Punkten des Tienshan wieder, sie sind meist sehr gefaltet und zerrissen. Die Falten schieben sich zumeist von Nord gegen Süd vor. Längs der Brüche haben sich mächtige Porphyr-, Porphyrit-, Diabas- und Melaphyrzüge aufgebaut, unter denen besonders die mächtigen Eruptiv-Gebiete des kleinen Naryn-Sürt und die von Kokkijaköl und Tschatirkul zu erwähnen sind. Südlich (z. T. auch nördlich) von dem sich über den fast gänzlich durchforschten Tienschan hinziehenden Terskei-Alatau werden die erwähnten Bildungen von mächtigen Sandsteinmassen überlagert, die sich im Tertiär, nach der mesozoisch-känozoischen Dislokation abgelagert haben; dies sind die Schichten von Hanhai, im östlichen Teile des Tienshan gibt es jedoch noch ältere mesozoische Bildungen, die als Angara-Schichten bezeichnet werden. Die Sandsteinmassen von Hanhai bilden sowohl einen Teil der hohen Bergrücken, als auch die dazwischen liegenden und bis 200 m Höhe übersteigenden Hochplateaus, die sog. Sürte, in welche die zumeist parallel mit den Bergketten verlaufenden Flüsse überaus tiefe Täler

[1] Diese kristallinischen Schiefer (Glimmerschiefer, Gneis etc.) werden von den meisten Forschern für Phyllite, bezw Tonschiefer gehalten, die durch die Granitintrusion umkristallisiert und injiziert sind.

eingeschnitten haben. An den Abhängen der riesigen Gebirge (Khan-Tengri übersteigt 7000 m Seehöhe) haben die in fortwährender Bewegung befindlichen Gletscher mächtige Moränen gebildet. (Földr. Közl. 1906/907.)

Nach Kurt Leuchs (Abh. d. bayer. Akad. XXV. 8) wurden die ältesten Bildungen, die älteren paläozoischen Ablagerungen durch den Granit durchbrochen und z. T. metamorphosiert. Im unteren Karbon haben sich sodann auf diese mächtige Kalksteinmassen (600 m mächtig) abgelagert. Zwischen dem unteren und dem oberen Karbon erfolgte jene (zweite) Faltung, welcher der Tienshan eigentlich seine heutige Form verdankt und mit welcher neuerdings eine Intrusion großer Granitmassen und die Eruption ansehnlicher Porphyrmassen verbunden war. Die vulkanische Tätigkeit hat den Kalkstein des unteren Karbons an vielen Stellen zu Marmor umgewandelt. Von hier an haben dann im zentralen und östlichen Tienshan bis in die Tertiärzeit keine größeren Krustenbewegungen stattgefunden und in dieser langen Ruhepause bildeten sich die Peneplains: die «Destruktions-Plateaus» Ebenfalls im Mesozoikum fand auch der Ausbruch der Porphyrite und Melaphyre statt. Jüngere marine Bildungen als Unterkarbon fehlen im zentralen und östlichen Tienschan vollkommen, bloß im Tertiär haben sich in einzelnen geschlossenen Becken Ablagerungen gebildet. Die dritte große Faltung, die vornehmlich aus radialen Bewegungen bestand, erfolgte zu Beginn des Tertiär, diese zerstückte diese großen Peneplains und faltete im südlichen Teile des östlichen Tienshan (und in Nanshan) die Angara-Schichten. Hierauf erfolgte die Ablagerung der horizontal gelagerten Schichten von Hanhai.

Nach Keidel (N. Jb. B. Bd. XXII.) hat das mesozoische Angara-Meer im südlichen Teile des östlichen Tienshan, in der südlichen Hälfte des Khalik-tau mächtige Spuren hinterlassen: seine Sedimente überlagern unmittelbar den Kalk des oberen Karbons. Er nennt die im Kokschal-tau und S-lich von demselben gelegenen paläozoischen Sedimente Apatalkan-Schichten, dieselben bestehen aus Tonschiefer, Sandstein und aus Karbon-Kalk, diesen lagern die tertiären Gobi-Sedimente (Schichten von Hanhai) unmittelbar auf.

4. *Südlicher Tienshan* (Ost-Turkestan), dessen begangene Gebiete bilden: die Gegend zwischen der Ferghana-Bergkette Tschatirkul und Kaschgar-darja, den Kurpe-tau und Koktan-tau. Der südliche Teil des Kurpe-tau besteht aus Apatalkan-Schichten, weiter südlich Karbonkalk-Gebirge, welche mit ungeheueren Schuttkegeln bedeckt sind. Im oberen Teile des Toyun-Tales, im Quellengebiet, spielen die basischen Eruptivgesteine eine wesentliche Rolle. Ganz südlich, gegen

den Kaschgar-darja zu kommen Hanhai-Schichten in namhafter Mächtigkeit vor.

An den östlichen Tienshan reiht sich gegen Norden die Bergkette Temurlik-tau des Kuldschaer Nanshan, speziell der Teil derselben von der Kaschan-Lehne bis zur Dardampe-Lehne. Das Sammelgebiet ist im Norden der Dardampe-Fluß, dann die Gegend der Tarandschi-Dörfer: Sunkar, Ketjmen und Tschong-Atschajnok, wozu sich südlich die Depression des Salzsees Tosgul und die Hügelreihe Sümbe hinzugesellt.

Auf beiden Seiten des Kuldschaer Nanshan wird der aus Granit bestehende Hauptrücken, auf welchem verstreut lichtgrauer paläozoischer Kalk vorkommt, von ungeheueren Porphyrmassen umschlossen. Die nördliche Porphyrzone ist 20—22 Km breit und hier spielen die grobkörnigen roten Konglomerate eine bedeutende Rolle.

Die südliche Porphyrzone ist viel schmäler und mißt nur ca 10 Km. Südlich von hier liegt die Hügelreihe Sümbe, welche aus einer silurische (?) grünlichgraue Sandsteine umfassenden Schichtengruppe besteht. Hierauf folgt mit Schotter wechsellagernder roter Ton (Schichten von Hanhai), die zur Zeit der, auf die mesozoisch-känozoischen Dislokationen erfolgten Abrasion sich aus einem Binnenmeer abgelagert haben, das im Laufe des jüngeren Tertiär oder des Quartär ganz verschwunden ist. Westlich von hier befindet sich das Depressionsgebiet des Salzsees Tosgul (Tuskul). Die denselben gegen Süden begrenzende Bergkette besteht aus neogenem Sandstein-Konglomerat und Mergel, während der nördliche Teil derselben durch paläozoischen Kalk und Albitoligoklas-Porphyrit begrenzt wird. (Földr. Közl. 1906/907.)

Aus der Taklamakan-Wüste habe ich bloß von der westlichsten Ecke derselben, aus der Umgebung des Dorfes Opal Gesteine zur Bestimmung erhalten, obwohl Dr. Prinz viel weiter in das Innere, namentlich in die östlichsten Teile dieser Wüste, in die Nähe von Djaptjan und Kisil gedrungen ist. Durch die beiden untersuchten Gesteinsproben werden jedoch die von Dr. G. de Geer eingehender beschriebenen eigentümlichen Sandarten des Taklamakan sehr gut repräsentiert. (Pet. Mitt. Erg. H. 131.)

Der begangene Teil der Kaschgar-Alpen reicht von Markansu südlich bis zum Durchbruch des Flusses Ges. Nach dem in der Richtung des Meridians 75° angefertigten Profile von Dr. Prinz, sind die kristallinischen Gesteine hier in frappierender Mannigfaltigkeit vertreten. Auf diese, also auf die archaischen Schiefer und verschiedene Intrusiv- und Eruptiv-Gesteine lagerte sich gelegentlich der Küenlün-

Transgression silurisch-devonischer Kalkschiefer und Sandstein ab, hierauf permokarbonischer roter Sandstein und Konglomerat der Tibet-Transgression, dann kretazisch-eozäner Kalkstein und ganz oben Kalkstein-Konglomerat. Der eruptive Gürtel zieht sich von dem Zusammenflusse des Kisiljart und Karaart über Opal-Tschimgen und Kur-Tschimgen bis in die Gegend von Targalak. (Koch-Festschrift 1912.)

Der Kiakbaschi-Pamir ist der NO-Teil des Pamir-Plateaus, die durchforschte Gegend desselben ist der Oberlauf des Flusses Ges, von Kokmojnok aufwärts, und reicht neben Kiakbaschi bis Tschalködü. Sie besteht aus drei Abschnitten: in dem mittleren herrschen Granit und Serizitschiefer vor, in den beiden seitlichen Gneis und verschiedene Glimmerschiefer. (Koch-Festschrift 1912.)

Der westliche und nordwestliche Teil des Kuenlün ist das Fundgebiet der zu beschreibenden Gesteine. Im Norden befinden sich staffelförmig verworfene Hanhaischichten, welche im Ojitsch-Tale durch steil stehende Kalkstein-Gebirge des oberen Devon verdrängt werden. Ganz südlich werden die völlig zugeschärften Bergketten durch archaischen Granit, silurisch-devonische Tonschiefer und Sandstein-Schiefer aufgebaut. Auf diese folgt in der Umgebung des Dorfes Kuscherab oberkarbonischer Kalkstein, dann permokarbonischer Quarzsandstein und rotes Tertiärkonglomerat. (M. term.-tud. Ért. XXXVII. und Koch-Festschrift.)

Die von diesem ungeheueren Gebiete stammende Gesteinssammlung ist nicht nur reichhaltig, sondern auch sehr mannigfaltig, indem in derselben mit Ausnahme von einigen grösseren Gesteins-Familien kaum eine solche existiert, welche hier nicht durch verschiedene Glieder vertreten wäre.

Über das geologische Vorkommen dieser Gesteine teilt Prinz in seinen in den Jahrgängen 1906, 1907 und 1908 der Földrajzi Közlemények erschienenen Reisenotizen wichtige Daten mit. Im Jahrgang 1907 der erwähnten Zeitschrift findet sich überdies auch eine Karten-Skizze. Übrigens wird Dr. Prinz die genauen Fundstellen der aus seinen sämtlichen Aufsammlungen stammenden (also nicht nur die von mir untersuchten) Gesteine auf einer später erscheinenden Karte darstellen, weshalb ich am Ende meiner Abhandlung die von mir untersuchten Gesteine einzeln anführen werde.

Die übrigen Arbeiten von Dr. Prinz, die auf das Vorkommen der im weiteren zu behandelnden Gesteine schätzbare Aufschlüsse geben, sind die folgenden:

Die Vergletscherung des nördlichen Teiles des zentralen Tienschan Gebirges. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien. 1909. H. 1—3.

A középponti Tienshan északi részének pleistocén képződményei. Math. term. tud. Értesítő XXVI. k. (Die pleistozänen Bildungen des nördlichen Teiles des zentralen Tienshan. — Nur ungarisch.)

A kuldzsai Nanshan morphologiájáról. Math. term.-tud. Értesítő XXVI. k. 3. f. (Über die Morphologie des Kuldschaer Nanschan. — Nur ungarisch.)

Beiträge zur Morphologie des Kuldschaer Nanschan. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien 1910. H. 2—3.

Vorläufiger Bericht über meine zweite mittelasiatische Reise. Pet. Mitt. 56 Bd. 1910.

Utazásaim belső Ázsiában. Budapest, 1911. (Meine Reisen im inneren Asien. — Nur ungarisch.)

Küenlün és Pamir. (Küenlün und Pamir. — Nur ungarisch. Koch-Festschrift. Budapest, 1912.)

Zur Kenntnis dieser Gegenden und Bildungen Zentralasiens standen mir außerdem folgende Werke zur Verfügung:

Dr. Sven Hedin: Die geogr. wiss. Ergebnisse meiner Reisen in Zentralasien 1894—1897. Erg. Bd. z. Pet. Mitt. XXVIII. Gotha 1900. Näheres Interesse bietet in diesem Werke außer der Beschreibung der Gegend, die der Sand-Arten des Taklamakan, von Gerard de Geer.

E. Suess: Beiträge zur Stratigraphie Zentralasiens. Denkschr. d. k. Akad. Wien. 1894.

M. Friedrichsen: Morphologie des Tienshan. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin. Bd. 34. 1899.

M. Friedrichsen: Forschungsreise in den zentralen Tienschan und Dsungarischen Alatau. Mitt. der Geogr. Ges. in Hamburg. Bd. XX. 1904. Dieses Werk ist besonders wichtig durch die am Ende desselben enthaltene petrographische Abhandlung von Petersen.

G. Merzbacher: Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausg. Forschungsreise in den zentralen Tian Shan. Peterm. Mitt. Erg. Bd. XXXII. Gotha, 1904.

G. Merzbacher: Forschungsreise im Tian Shan. Sitzb. d. bayer. Akad. d. Wiss. 1904. H. 3.

Dr. G. Almásy: Vándorútam Ázsia szívébe. Budapest. (Dr. Georg Almásy: Meine Wanderung zum Herzen Asiens. — Nur ungarisch.)

H. Keidel: Geologische Untersuchungen im südlichem Tian Shan etc. N. Jb. B. Bd. XXII. 1906.

H. Keidel: Geologische Übersicht über den Bau des zentralen Tian Shan. Abh. d. bayer. Akad. d. W. München. 1906.

Keidel-Fricharz: Ein Profil durch den nördl. Teil d. zentralen Tian Shan. Abh. d. bayer. Akad. d. W. München. XXIII. Bd.

Kleinschmidt—Limbrock: Die Gesteine des Profils durch das südliche Musartthal im zentralen Tienshan. Abh. d. bayer. Akad. Bd. XXIII.

P. Gröber: Vorläufiger Bericht über die tektonischen Ergebnisse einer Forschungsreise im südlichen Tien-Shan. Zentralblatt f. Min. Jahrg. 1910.

Dr. Vadász Elemér: Paläontologische Studien aus Zentralasien; paläontologische Resultate der Reisen von Dr. Gy. Prinz in Zentral-Asien. Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. Geol. Reichsanstalt. Bd. XIX. Heft 2.

Kurt Leuchs: Untersuchungen im Chalyk-tau, Temurlik-tau, Dsungarischen Alatau. Abh. d. bayer. Akad. d. Wiss. XXII. Bd. 1902.

*

Diese zentralasiatischen Gesteine befinden sich, als ein kostbares Geschenk des Herrn Dr. Prinz im Besitze der mit dem geologischen und mineralogischen Institut der Universität Kolozsvár verbundenen Mineralogischen Sammlung des Siebenbürgischen National-Museums. Dem Direktor des genannten Institutes und Museums, dem Herrn o. ö. Professor an der Universität, Dr. Julius v. Szádeczky, in dessen Institute ich diese Arbeit ausführte, bin ich für den Auftrag, die Bearbeitung dieses interessanten und lehrreichen Materiales zu übernehmen und für die mir hiebei oftmals freundlich gewährte Hilfe zu tiefem Dank verpflichtet.

KARBONATGESTEINE.

Die hierher gehörigen Gesteine sind vorwiegend Dolomite, während Kalkstein nur durch einige Stücke vertreten ist.

Dolomit.

Er kommt in der Naryn-Gegend, W-lich von der Mündung des Ulan, sowie im Tschet-Nura-Tale, dann an dem, in den kleinen Naryn eilenden Aikol, im zentralen Tienshan auf dem Borkoldaj-Paß, auf der Beskap-Steppe des Karateke-Gebirges, in den Tälern Kijak und Kisil-Kaptschagaj, auf den Kaschgar-Alpen im Phyllit des Djagos, und endlich im Kuenlün auf dem Kain-davan-Paß vor.

Diese Dolomite sind graulich, gelb, bräunlich und rotbraun. Sie sind im allgemeinen sehr dicht, geschichtet sind nur unreine, sandig-kalkige Abarten (Borkoldaj-Paß). Der Dolomit vom Naryn-Tal erscheint

infolge seiner Brüchigkeit und auch deshalb, weil in ihm einzelne eckige Stücke durch bräunliche oder gelblichbraune, limonitische Häutchen von den übrigen Teilen des Gesteines getrennt werden, brecciös. Der *kalkige Dolomit* von Aikol ist durch unregelmäßige gelblichbraune Adern durchsetzt, der *sandig-kalkige Dolomit* von Borkoldaj aber wird von weißen bis 5 mm starken Kalzitadern durchzogen. Zuweilen sind diese Gesteine zuckerkörnig. Die Dichtigkeit der reineren Exemplare schwankt zwischen 2·881—2·923.

Sie sind sehr feinkörnig. Ihr Material besteht vorwiegend, in vielen Fällen fast ausschließlich aus *Dolomit*, durchschnittlich von 0·1—0·5 mm Korngröße. Die einzelnen Kristallkörner reihen sich in den meisten Fällen mit geraden Seiten, selten gezahnt aneinander. Ihr Gefüge ist homeoblastisch, die Struktur granoblastisch, selten porphyroblastisch. In den einzelnen mehr oder weniger isometrischen Körnern finden sich häufig winzige bräunliche, gelbliche, punktartige Einschlüsse. In den reinsten Dolomitgesteinen (Naryn oder Kain-davan, Djagos-davan) treten zwillingsgestreifte *Kalzit*-Kristalle nur sporadisch auf, in kalkigen Varietäten sind sie schon etwas häufiger, jedoch finden sie sich auch in diesen hauptsächlich in einzelnen Drusen und an Adern. Der Dolomit von Ulan weicht von diesen etwas ab, indem seine einzelnen Teile aus durchschnittlich 0·5—2 mm betragenden, granoblastisch zusammengefügten Dolomitkörnern bestehen, während der übrige Teil des Gesteines aus durchschnittlich 0·1—0·4 mm großen, länglich plattenförmigen Kristallen zusammengesetzt ist, deren Gefüge an lepidoblastische Struktur erinnert. Das Haufwerk der größeren Kristalle ist in die Masse der kleineren sozusagen eingebettet und wird an seinen Rändern durch die kleineren Kristalle poikiloblastisch durchsetzt. Ihre Auslöschung is häufig wellenförmig. Die lamellenförmigen Individuen sind nach der Kristallachse *c* gestreckt, ihre Auslöschung ist im allgemeinen parallel zur Streckungsrichtung. — Aus der unendlich feinkörnigen Grundmasse des Dolomites von Djagos-davan sind einzelne idiomorphe *R* porphyroblastisch ausgeschieden, diese sind vollkommen rein und enthalten Einschlüsse nur in minimaler Menge.

Unter den außer Dolomit und Kalzit in minimalen Mengen vorhandenen Mineralien ist noch *Limonit* am häufigsten, der bald als Farbstoff, bald — selten — mit *Hämatit* vergesellschaftet ist. Es kommt auch *Magnetit* vor. Bei der Lösung von zerpulvertem Gestein in Salzsäure scheiden sich diese Eisenerzarten in Form eines geringen braunen Niederschlages ab. Außerdem findet man noch wenige xenoblastische *Quarzkörner* und im Dolomit von Djagos-davan frischen Plagioklas aus der *Albit*reihe und *Serizit*.

Vereinzelt finden sich im sandigen Dolomit von Borkoldaj Quarz, Plagioklas (Andesin, Andesin-Oligoklas), Muskovit, Rutil, Apatit, Titanit Eisenerz und Chlorit in Drusen und Knoten; sporadisch kommen diese Mineralien auch in einzelnen selbständigen Körnern vor. Es ist noch zu erwähnen, daß das Gestein von Kaindavan die Struktur einer Reibungsbreccie besitzt.

Kalkstein und Kalkschiefer.

Der **Kalkstein** kommt in reinem Zustand bloß in dem Tonschiefer der Kogart-Lehne des Kokschal-Gebirges vor; das ist ein kristallinischer Kalk, welcher in einzelnen, manchmal linsenförmig ausgebauchten dünnen Schichten auftritt. Er besteht aus zwillingsgestreiften 2—5 mm großen *Kalzit*-Kristallen, denen sich noch wenig *Graphit*, in zuweilen gut entwickelten, jedoch staubig umrandeten Kristallen, dann *Quarz*, *Chlorit* und *Serizit* in minimalen Mengen zugesellt. Der in der Ferghana-Gegend in Djalpaktasch vorkommende poröse Kalkstein ist dem eozänen Grobkalk der Umgebung von Kolozsvár sehr ähnlich und unterscheidet sich von diesem hauptsächlich nur durch seine rote Farbe. Mit freiem Auge sind darin einzelne Poren, mitunter röhrenförmige Fossil-Abdrücke und stellenweise einzelne bräunlich-schwärzliche Flecken wahrzunehmen. Er besteht fast ausschließlich aus unendlich kleinen Kalzitkörnchen, welche mit einem eisenschüssigen Ton derart bedeckt sind, daß die Umrisse der einzelnen Körnchen nicht immer wahrzunehmen sind. Unter den Kalzitkörnchen erreichen bloß die größten eine Größe von 50 μ, diese sind gewöhnlich viel reiner und liegen an den Rändern der Poren. Unter den Eisenerzen spielt der *Hämatit* bloß die Rolle eines Farbstoffes, seine Menge ist unbedeutend, der *Magnetit* ist minimal, seine winzigen Körnchen sind ziemlich scharf umrandet, nur selten abgerundet. Dieses, nur zum Teil kristalline Gestein ist auch mit wenigen sandigen Partikeln gemengt, hierauf deuten die winzigen kataklastischen Quarzkörnchen, Quarzitstückchen, wenig Feldspattrümmer, Epidot- und Titanit-Körner und kleine Muskovithäufchen.

Kalkschiefer kommt auf dem Karabel-Paß der südlichen Kokkija-Bergkette und in den Kaschgar-Alpen im Suukschüwer Tale vor. Der erstere ist schwärzlich, der letztere grünlichgrau, beide sind sehr dicht, geschichtet, dünnschieferig. Mit freiem Auge sind darin bloß glänzende, winzige Körnchen, — in dem Gestein von Suukschüwer aber ein großer Kalzit-Knoten von 25 mm Durchmesser wahrzunehmen.

Sie bestehen vorwiegend aus *Kalzit*, der in 0·1—2 mm großen

Kristallen auftritt, dem sich im Gestein von Karabel noch Ton zugesellt, so daß reine Kalzit-Körner selten sind. In dem Querschliff des Kalkschiefers von Suukschüwer sind die Kalzitkristalle länglich, die Auslöschung ist aber mit ihrer Längsrichtung niemals parallel; in eben diesen Schliffen erscheint der Kalzit so vorherrschend, daß die anderen Gesteinsbestandteile bloß in den kleineren Poren des Kalzithaufwerkes eingebettet sind. In der Richtung der Schichtung häufen sich die anderen Mineralien ein wenig an, ihre Menge bleibt aber im Verhältnis zum Kalzit dennoch untergeordnet.

Von den anderen Mineralien sind zu nennen: der *Quarz*, in kryptokristallinischen Aggregaten oder in einzelnen größeren (0·2 mm) Körnern, dann *Plagioklas* (aus der Albit- und aus der Andesin-Reihe) *Muskovit*, *Serizit* — letzterer häuft sich im Schiefer von Suukschüwer etwas an — und der rotbraune *Biotit*. In minimaler Menge tritt *Pennin*, *Zirkon*, *Epidot*, *Rutil* auf. Von Eisenerzen ist auch *Magnetit* und *Hämatit* bloß minimal vertreten.

Diese Kalkschiefer sind als in kleinerem Maße umkristallisierte Kalkmergel zu betrachten. Der quarzige, glimmerige Kalkschiefer von Suukschüwer nähert sich dem Typus des Kalkphyllites, ohne jedoch den Grad der Kristallisation desselben zu erreichen.

MERGEL UND KALKIGER SAND.

Dies sind die Gesteine der West-Taklakaman-Steppe, die sich von den Kaschgar-Alpen nach Ost hinzieht.

Das eine ist ein **glimmeriger Mergel,** von dem NW-lich vom Opal-Gebirge gelegenen Singarkas. Es ist ein licht aschgraues, sehr feines, lockeres Gestein, von dem auch die etwas mehr konsistenten Teile leicht zwischen den Fingern zerreibbar sind. Es fühlt sich fein an, klebt am Finger, braust stark mit Salzsäure und bläht sich auf. Einzelne Muskovitlamellen sind darin mit freiem Auge sichtbar. Im Dünnschliff erweist es sich hauptsächlich aus amorphem Ton, aus Kalzit und Glimmer bestehend. Die Menge dieser drei Hauptgemengteile ist beiläufig gleich.

Der *Ton* ist graulich, stellenweise kommen jedoch darin auch durch Eisen gefärbte bräunliche Partien vor. Er ist stets sehr kalkig. Der *Kalzit* stellt nur selten reine Kristallbruchstücke dar, in diesem Falle ist er gewöhnlich zwillingsgestreift, zumeist aber mit Ton in so innigem Zusammenhang, daß er von diesem kaum zu scheiden ist. Die reinen Kalzitkörner erreichen höchstens 1 mm Größe, gewöhnlich sind sie viel kleiner. Der Glimmer erwies sich, insoweit seine Achsen-

öffnung überhaupt bestimmt werden konnte, meist als *Muskovit*, sehr selten als *Serizit*. Hiezu gesellt sich noch wenig *Biotit*, welcher etwas chloritisch ist; der Pleochroismus der frischesten Lamellen ist: n_g = rotbraun, n_p = lichtgelb. Im Ton treten stellenweise reichlich *Kaolin*-Schuppen, dann *Rutil*, in Form winziger Nadeln auf. Es ist noch der Feldspat zu erwähnen, der gewöhnlich in länglichen, meist sehr zersetzten Kristallbrocken auftritt, wovon die bestimmbaren der *Oligoklas*- und der *Andesin*-Reihe angehören. Manche Feldspatkörner erreichen bis 0·1 mm Größe, die anderen bloß einige μ; dasselbe ist über den seltenen *Quarz* zu sagen. Bloß in einzelnen Körnern kommt *Epidot, Amphibol, Augit, Zirkon* und *Titanit* vor. Eisenerz ist verhältnismäßig viel vorhanden, hauptsächlich *Magnetit* in einzelnen Körnern, seltener *Hämatit*, der ebenso wie *Limonit*, hauptsächlich nur als Farbstoff auftritt.

Augenscheinlich ist dieser Mergel mit wenig sandigen Teilen gemengt.

Der Flugsand des Taklamakan, welcher von etwas westlich vom Dorfe Opal herstammt, kann als **kalkiger Sand** bezeichnet werden. Es ist dies ein sehr feinkörniges, lockeres Gestein, in welchem mit freiem Auge bloß einzelne, etwas größere Quarzkörner, sowie flimmernde *Muskovit*- und *Biotit*-Blättchen zu sehen sind. Mit verdünnter Salzsäure braust er ziemlich.

Im Dünnschliff ist zu sehen, daß die Größe der einzelnen Mineral- und Gesteins-Körner sehr verschieden ist, indem von einigen μ bis 0·5 mm jede Größe vorkommt. Noch größer sind die Körner des vorherrschenden *Quarzes*, diese sind zum Teil zertrümmert, zum Teil überhaupt nicht kataklastisch und enthalten einer glasigen Grundmasse ähnliche Einschlüsse, sind also zum Teil die Bruchstücke von Porphyr-Quarz. Der Quantität nach folgt auf den Quarz gleich *Kalzit*, in Form einzelner Körner und als Bindemittel der einzelnen winzigen Quarzaggregate. Feldspat tritt sehr spärlich und dann auch stark verändert auf, die bestimmbaren Körner erwiesen sich als *Mikroklin, Oligoklas* und *Andesin*; die Körner sind im allgemeinen mehr abgerundet als jene des Quarzes, Glimmer ist ebenfalls wenig vorhanden, vorwaltend Muskovit und *Serizit*, untergeordnet rotbrauner *Biotit*. Eisenerz ist ziemlich häufig, hauptsächlich *Hämatit*, seltener *Magnetit*. Bloß in einzelnen Körnern kommen vor: grüner *Amphibol* (manchmal bläulich und zu Glaukophan neigend), brauner und bläulicher *Turmalin, Augit, Pistazit, Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Ilmenit*. Die meisten der Gesteinskörner sind sehr dichter, toniger *Kalkstein*, seltener sind *Quarzit, Hornstein, Ton, Tonschiefer* mit Rutilnadeln, *Glimmerschiefer*.

Die Eigenschaft des Sandes des Taklakaman, daß er an den meisten Punkten viel Kalk führt, wird schon von Prof. Geer, bei der Beschreibung der von Sven Hedin gesammelten Sandarten der Taklamakan erwähnt (Erg. H. 131 z. Pet. Mitt. 1900 p. 269...), wobei er betont, daß der große Kalkgehalt für dieses Wüstengebiet besonders charakteristisch sei, weil derselbe bei normalen Niederschlagsverhältnissen nicht erhalten geblieben wäre.

SANDSTEINE.

Die Gruppe der Sandsteine ist in der Sammlung sehr mannigfaltig vertreten, indem fast eine jede Art derselben vorkommt. Die einzelnen Sandsteinarten sind, mit Ausnahme der Arkosen, mit einander durch zahlreiche Übergänge verbunden. Meist findet sich nämlich in vorherrschend ausgebildeten Bindemittel, z. B. bei überwiegendem kalkigen Teile Ton, Eisenerz, Glimmer, Chlorit, mitunter sogar kryptokristallinischer Quarz und bei überwiegenden tonigen Teilen auch Kalk, Glimmer, Chlorit, etc. in größeren oder kleineren Mengen. Ganz reine Typen sind selten: solche finden sich wohl nur unter den Quarzsandsteinen, in welchen sowohl das Bindemittel, als auch die eingeschlossenen Sandkörner vorwiegend, ja fast ausschließlich aus Quarz bestehen, ihr Charakter als Sandstein aber dennoch stets kenntlich ist. Diese Sandsteine sind also zumeist Mischtypen, des leichteren Überblickes wegen war es jedoch zweckmäßig, dieselben in gesonderten Gruppen zu behandeln.

Arkosen-Sandsteine.

Diese verdienen, als charakteristische Gesteine dieser Wüsten- und Gebirsgsgegend besondere Beachtung. Sie entstanden hauptsächlich aus den Bruchstücken von Granit, Gneis (vielleicht auch Diorit), untergeordnet aus den Trümmern porphyrischer Gesteine. Das wichtigste Vorkommen derselben liegt im nordöstlichen Teile des Terskei-Alatau: Kakpak Kaitschibulak und in der Kakpak-Schlucht, dann am Mittel- und Oberlauf des Tiëk, in der Nähe des Bergrückens. Diese befinden sich an der Nordlehne, Dr. Prinz sammelte jedoch auch an der Südlehne, an dem Sarydschass, westlich von der Mündung des Adyrtör, dann im Ferghana-Gebirge, im Unkür-Tale solche Gesteine.

Das sind mittelkörnige, mitunter grobkörnige (Kakpak-Schlucht) Gesteine, von gelblichgrauer oder rötlicher, selten schwärzlicher (Sarydschass) Farbe. Mit freiem Auge erkennt man rötliche, gelbliche,

selten weiße Feldspat-Kristalle und farblose oder blaßviolette (Tiëk) Quarzkörner. Außerdem ist in manchen auch Kalzit zu sehen (Kakpak-Kaitschi etc.), u. zw. in Form von kreuz- und querziehenden Adern. In dem Arkosen-Sandstein aus der Kakpak-Schlucht treten auch einzelne eckige Quarzstücke auf.

Die Menge des Bindemittels ist immer sehr untergeordnet, oft fehlt dasselbe sogar (Adyrtör, Unkür). Es besteht aus feinzertrümmertem Quarz- und Feldspat-Grus oder aus Kalzit, der gewöhnlich nur als feines Häutchen erscheint, an manchen Stellen sich auch in kleinen Drusen ansammelt und häufig unrein, tonig und limonitisch ist. Die einzelnen Kalzit-Kristalle messen bloß einige μ, größere Körner sind selten, auch die größten bleiben unter 0·4 mm.

Die eingeschlossenen Mineralien sind zumeist eckige Bruchstücke und nur selten abgerundet. Es sind vorwaltend Quarz- und Feldspatkörner, ihre Größe erreicht bis 10 mm.

Die Herkunft des *Quarzes* ist verschieden. Seine Auslöschung ist nur wenig oder gar nicht wellenförmig, oder er ist sehr stark kataklastisch und es gesellen sich ihm mitunter ganze Scharen von Muskovitkristallen zu. Er ist ziemlich unrein, enthält winzige opake Körnchen, Gas- und Flüssigkeits-Einschlüsse in großer Menge. Charakteristisch für die Arkosen-Quarze vom Kakpak Kaitschibulak ist es, daß sie oft mit Feldspat mikropegmatitisch verwachsen sind.

Mitunter sieht man an den Quarzkörnern auch Einbuchtungen, welche auf eine Korrosion des Magmas zurückzuführen sind.

Die Feldspate sind sehr kataklastisch und zumeist auch umgewandelt. Es kommt *Orthoklas, Mikroklin, Albit* bis zum *Labradorandesin* in allen Varietäten vor. Von den Alkalifeldspaten ist Mikroklin am häufigsten, dann folgt die Albitreihe, welche zumeist als Mikropertit vertreten ist; Orthoklas ist selten. Basischere Arten kommen bloß in den Gesteinen vom Adyrtör und Unkür vor. Im allgemeinen sind sie stark zersetzt, besonders die *CaNa*-Plagioklase, das Zersetzungsprodukt besteht aus einem muskovitisch-kaolinischen Material, mitunter hat sich daraus auch Kalzit ausgeschieden. In einer der Arkosen von Tiëk sind die Feldspatkörner zu einigen μ betragenden Flocken von Quarz, Muskovit und Kaolin umgewandelt und in diesem Umwandlungsprodukt sind stellenweise Körner eines stark lichtbrechenden und bedeutend doppelbrechenden Minerals zu sehen (Anatas?). Am frischesten ist noch der Mikroklin, dessen Frische oft überraschend ist. Zwillingsbildung ist häufig, außer der feinen Mikroklin-Zwillingsgitterbildung kommt Zwillingsbildung nach dem Albit-, dem Karlsbader und dem Periklin-Gesetz vor.

Farbige Mineralien fehlen bloß in dem Gesteine von Kakpak-Kaitschibulak, dessen mikropegmatitische Verwachsung bereits erwähnt wurde, während in den übrigen Arkosen, zumindest in Spuren nach *Biotit* vorkommt, welcher bräunlich, grünlichbraun, gerunzelt und chloritisiert ist.

Neben Biotit findet sich ursprünglicher *Muskovit* bloß in dem Gestein vom Unkür in Form größerer Platten, während der weiße Glimmer der übrigen Gesteine später entstanden ist. In demselben Sandsteine vom Unkür treten auch idiomorphe, bläulichgrüne *Turmalin*-Kriställchen auf. Von Eisenerzen kommt *Magnetit*, *Hämatit* und *Limonit* vor, die beiden letzteren spielen mitunter mit Ton vergesellschaftet, die Rolle des Bindemittels (Sarydschass). Zu erwähnen sind noch *Apatit*, *Zirkon* und *Rutil*.

Von den, nur in einzelnen Arkosen, und dann auch nur sehr sporadisch vorkommenden Gesteinsstücken konnten bestimmt werden: Glimmerschiefer, Quarzit, Gneis, Tonschiefer und Porphyrgrundmasse.

Quarzsandstein.

Die Quarzsandsteine sind häufiger, als die Arkosen. Sie kommen in der Ferghana-Bergkette auf der Berglehne Kalmakaschu, in der Naryn-Gegend im Bajbutschetau, in der Atbaschi-Schlucht und in dem Haupttale Keng-su des Dschitimtau, im südlichen Tiënshan auf der Djitimbel-Lehne des Kurpetau, im Örük-Tale, in der Nähe des Tschigatschak karaul vor. Die von den beiden letzteren Punkten stammenden Gesteine sind in Umwandlung begriffene Sandsteine, ebenso wie die Quarzsandsteine der Kaschgar-Alpen, welche Prinz im Bostanartscha-Tale, gegenüber der Mündung des Artschalajrik und auf der Ostlehne der Köld-schailak-Gletschers sammelte. Noch mehr als diese, ist jenes Gestein durchkristallisiert, das vom Kuldschaer Nanshan, vom Laufe des nördlichen Kaschan stammt.

Es ist eine ziemlich einheitliche Gruppe. Es sind wenig oder gar nicht geschichtete, graue, bräunliche, grauschwarze, oder grünliche Gesteine, sehr dicht, so daß mit freiem Auge vornehmlich nur einzelne Muskovitblättchen zu erkennen sind, außerdem selten Quarz- und Feldspat-Körner. Sie haben die Härte des Quarzes und sind spröde. Einzelne werden von Quarzadern durchsetzt. Es ist an ihnen eine gewisse Schichtung nur u. d. M. erkennbar, dieselbe äußert sich z. B. in dem Gestein von Atbaschi darin, daß dünne feinkörnige Schichten mit grobkörnigeren abwechseln; in anderen treten Tonadern auf und erwecken den Anschein von Schichtung.

In den meisten Fällen ist eine Durchkristallisation im Zuge, so daß diese Gesteine als kristallinische Sandsteine bezeichnet werden können. Neben dem stets vorwiegendem Quarz häuft sich mitunter der Glimmer an; glimmeriger Quarzsandstein (Kalmakaschu, Bostanartscha). Ton ist wenig vorhanden, er spielt keine große Rolle, immerhin habe ich solche Gesteine zur Unterscheidung, als tonige Quarzsandsteine bezeichnet (Kengsu, Atbaschi).

Das *Bindemittel* ist meist in sehr untergeordneter Menge vorhanden, stellenweise fehlt es ganz. Das Material desselben ist verschieden, in den meisten Fällen besteht es aus feinzertrümmertem, mitunter kryptokristallinem Quarz, Chalzedon, oder sogar Opal. Häufig ist der, von winzigen weißen Glimmerplättchen und Fäden völlig erfüllte kaolinisierte Ton, der sich zu den vorerwähnten verschiedenen Quarzarten, mitunter Chalzedon und Opal zugesellt.

Es tritt jedoch stellenweise auch Limonit und in den seltensten Fällen auch ein wenig Kalzit hinzu. In dem kristallinischen Quarzsandstein von Kaschan tritt viel grüner *Amphibol* auf, größtenteils in idiomorphen Kristallen, in Form von feinen Stäbchen oder Nadeln, deren Länge durchschnittlich 50—60 μ beträgt; Pleochroismus: n_g = blaugrün, n_m = grün, n_p = hell grünlichgelb, $Ng \diagdown\!\diagup c$ bis 16°. Diese Amphibolkristalle sind häufig zu größeren Gruppen angehäuft, in welchem Falle sie im großen ganzen radial gruppiert sind. Ebenso kommt hier auch gelblichgrüner Pistazit reichlich vor, u. zw. in Körnern mit einem Durchmesser von einigen μ, entweder vereinzelt oder miteinander verwachsen, in körnigen Aggregaten bis zu 0·1 mm.

Der größte Teil der in das beschriebene Bindemittel eingebetteten Mineraltrümmer besteht aus *Quarz*, mitunter ausschließlich aus diesem; die Größe seiner unregelmäßigen Körner steigt bis zu 1 mm, ist aber in den meisten Gesteinen noch kleiner. Wo er in größeren Aggregaten ohne Bindemittel angehäuft is, dort reihen sich die einzelnen Körner gezahnt aneinander (Atbaschi), es kommt jedoch auch vor, daß diese an ihrer Berührung zu kleinen Stükchen zerbrochen sind, in welchem Falle der feinzermalmte Quarz das Bindemittel darstellt. Wo sie aber von einander getrennt sind, zwischen ihnen also auch Bindemittel vorhanden ist, dort nähern sie sich der isometrischen Form, wenn sie auch nicht abgerundet sind; nur in Gestein von Örük sind sie länglich.

Meist sind sie mit Wachstumshöfen umgeben, weshalb ihre Umrisse rissig und verschwommen sind. Der äußere Wachstumsrand ist unrein, enthält viel kleine Muskovitplättchen, tonige Einschlüsse, Amphibolkriställchen (Kaschan). In dem kristallinischen Quarzsandstein von

Köldschailak gehen die Quarzkörner in die, aus ihnen radial ausgehenden kleinen Quarzkörnchen über, zwischen denen viele, die Quarzkörnchen ebenfalls radial umgebende, blaßgrüne Serizitplättchen liegen; diese sehr kleinen Quarz-Serizit Aggegate vertreten im Gestein das Bindemittel, in welchem auch ein wenig Kalzit, häufig in scharfen *R* vorhanden ist. Daß dieses Bindemittel wenigstens z. T. ursprünglich Ton war, das beweisen die allenthalben reichlich auftretenden Rutilnadeln und die stellenweise vorkommenden sehr kleinen amorphen Tonstückchen, aus welchen Rutilnadeln ausgehen.

Das Innere der Quarzkörner ist im allgemeinen wasserhell, Gas- und Flüssigkeit-Einschlüsse sind jedoch darin stets enthalten, während die Quarze des Gesteins von der Djitimbel-Lehne sehr unrein, von kleinen opaken Einschlüssen, von Epidot-Körnern und Glimmer-Schuppen ganz erfüllt und außerdem auch stark kataklastich sind. Sie zeigen nicht nur eine wellenförmige Auslöschung, sondern sind auch zu Stückchen zermalmt. An den kataklastischen Quarzkörnern des Gesteines von Kalmak ist eine, an Zwillingsstreifung erinnernde Riefung und eine, nach drei Richtungen gehende regelmäßige Zerspaltung wahrnehmbar, welche an die *R*-Spaltung erinnert. Außerdem sind die, in den Quarzen ziemlich reichlich vorhandenen Einschlüsse parallel aneinander gereiht. Die größeren Quarzkörner des tonigen Quarzsandsteines von Kengsu sind weniger oder gar nicht kataklastisch und enthalten auch Glas oder glasige Grundmasse-Einschlüsse.

Auch die Gesamtmenge der anderen Gemengteile ist sehr untergeordnet, das meiste darin ist Feldspat, der immer sehr verändert und zerstört, auch viel mehr verwittert ist, als in den Arkosen; meist ist er zu Ton umgewandelt, es ist aber daraus auch viel Muskovit entstanden. Diese hochgradige und allgemeine Zersetzung verhindert oftmals eine genaue Bestimmung der Feldspate, denn selbst in den noch frischeren Feldspaten sind häufig nicht nur die Spaltungslinien, sondern sogar die Zwillingsstreifung verschwommen. Am häufigsten sind die Plagioklase der *Oligoklas-* und der *Andesin*-Reihe, doch kommt auch *Mikroklin*, sowie *Mikroperthit* vor. Die beiden letzteren sind frischer, als die ersteren. In dem Gestein von Kalmak sind sie sehr kataklastisch, die Zwillingsgitter der Mikroklin-Brocken sind gebogen, die anderen Feldspate sehr verändert; in scharfem Gegensatz zu diesen stehen einige sehr frische und nicht kataklastische *Albit*-Kristalle, die für Neubildungen gehalten werden könnten. In dem Gestein von Örük sind die Feldspate größtenteils zu kaolinischem Ton umgewandelt.

Die Glimmer sind zumeist *Muskovit*, der größte Teil ist aber späteren Ursprungs, die Blättchen sind sehr gefaltet, mitunter zu

Fasern zersetzt, die größten messen 0·5 mm. *Biotit* ist nur in den Gesteinen von Kalmak und Bostanartscha zu erkennen, in beiden Fällen rotbraun, an anderen Punkten trifft man bloß chloritische Spuren desselben an, oder auch diese nicht. Andere Mineralien sind: wenig bläulich-grüner und bräunlicher *Turmalin*, in winzigen Körnern oder Säulchen, es finden sich jedoch mitunter auch einzelne größere Bruchstücke, welche zuweilen eine zonare Struktur besitzen, innen braun und außen bläulich, grünlich sind; Pleochroismus: ε = hellbraun, hell gelblichgrün, ω = dunkel gelbbraun, dunkelblau. *Magnetit* ist ebenfalls selten, seine Körnchen sind unversehrt und besitzen scharfe Umrisse, sind aber nur in den seltensten Fällen frisch (Kaschan), gewöhnlich hämatitisch und limonitisch. Dann gibt es einige blutrote *Hämatit*-Körner. *Zirkon* findet sich sporadisch, die Größe seiner eckigen Körner oder kurzen Säulen steigt bis 150 μ; er enthält als Einschlüße Eisenerzkörnchen und mit solchen vergesellschaftet winzige, stark lichtbrechende rötlichgelbe Mikrolithe (Rutil?) (Kaschan). Minimal kommt *Rutil* in kleinen Nadeln, dann *Titanit* in Bruchstücken oder in kleinen körnigen Aggregaten vor. Der *Apatit* kommt zumeist mit dem Magnetit zusammen, an diesen klebend oder als Einschluß in demselben vor.

Nur sporadisch treten Gesteins-Einschlüsse auf, auch dann bloß in minimalen Mengen: Tonschiefer, Glimmerschiefer, Quarzit und Bruchstücke von mikrolitischen nnd felsitischen Porphyr-Grundmassen.

Die das Gestein von Kengsu durchziehenden Adern bestehen aus 0·5 mm großen isometrischen Quarz-Körnern, sporadisch findet man zwischen denselben auch limonitischen Kalzit.

Von den vorbeschriebenen unterscheidet sich der eine, tonige Quarzsandstein von Atbaschi, welcher grauschwarz, dem Hornstein ähnlich und sehr dicht ist. In diesem wechseln Teile von größeren Körnern mit kleinkörnigen ab. Die einzelnen Körner der großkörnigen Partien schwanken durchschnittlich zwischen 50—120 μ, es sind vorwiegend xenomorphe Quarzkörner, häufig verzahnt aneinander schließend. Die Zwischenräume der Quarzkörner und ihrer Aggregate sind mit chloritisch-glimmerigem, stellenweise limonitischem Ton ausgefüllt, dessen Menge aber sehr untergeordnet ist. Stellenweise übernimmt kryptokristalliner Quarz die Rolle des Tones. Die übrigen Gemengteile sind dieselben, wie die der anderen Quarzsandsteine. In den dichteren Partien sinkt die Größe der eingebetteten Mineralkörner bis zu einigen μ herab, auch ihre Menge nimmt ab, so daß die Menge des Bindemittels jener der Gesamtmenge fast gleichkommt.

Eine noch bedeutendere Abweichung weist der klastoporphy-

rische Quarzsandstein aus dem Keklidschül-Tale (Karatasch Gegend) im westlichen Küenlün auf, in dessen sehr dichtem Bindemittel mit freiem Auge reichlich größere Quarzkörner wahrzunehmen sind. Außerdem treten darin auch schwarze, verkohlte Pflanzenreste auf.

U. d. M. kommt diese eigentümliche Struktur noch mehr zur Geltung. Die *Grundmasse* besteht aus 0·1 mm großen eckigen oder wenig abgerundeten, nahezu isometrischen Körnchen, welche bei Zutritt eines dünnen Häutchens oder ohne dieses, gezähnt aneinander gefügt sind. Es sind vorwiegend Quarzkörner, die nur sehr selten kataklastisch sind, reichlich Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, Ferritkörner führen und stellenweise weiter gewachsen sind. Die anderen Gemengteile sind von minimaler Menge, das meiste ist noch Muskovit, in winzigen unversehrten Plättchen, größtenteils ein nachträgliches Produkt auf Kosten des tonigen Zementes, dann tritt noch wenig Orthoklas- und Oligoklas-Feldspat in sehr korrodierten Körnern, etwas mehr Magnetit, z. T. zu Hämatit umgewandelt, einige außen gelbbraune, innen grünlichblaue Turmalinkörner, ganz wenig Apatit, Zirkon und Titanit auf.

Der reichlich und gleichmäßig verteilt auftretende einsprenglingartige größere Quarz tritt in 1—4 mm großen Körnern auf. Zwischen diesen und zwischen den erwähnten kleineren Körnern der Grundmasse ist gar kein Übergang. Es sind jedenfalls ziemlich scharf umgrenzte Bruchstücke, zuweilen abgerundet und nur wenig kataklastisch. Einzelne sind wasserhell, fast ohne Einschlüsse, andere enthalten reichlich Gas-, Flüssigkeits- und Ferrit-Einschlüsse, einige auch Kalzit. In dem einen Quarzkorn sind sehr viele teils starre, teils gebogene haarförmige Rutil-Einschlüsse zu beobachten, von denen nur die dickeren doppelbrechend sind, während die anderen infolge ihrer geringen Dicke opak erscheinen; ihre Länge erreicht bis 120 μ bei einer Dicke von einigen μ.

*

Die übrigen Sandsteine sind dadurch charakterisiert, daß neben den einzelnen Mineralkörnern in größerer Menge Gesteinstrümmer auftreten, die jedoch die Mineralkörner weder in Bezug auf Menge, noch betreffs der Korngröße übertreffen. Jene Arten, in denen die Gesteinsstücke der Menge und Größe nach vorwaltend sind, habe ich in eine besondere Gruppe: zu den konglomeratischen und brecciösen Sandsteinen gerechnet. In Form von kleineren oder größeren Sandkörnern bzw. in Form von Konglomeraten und Breccien enthalten die im weiteren zu beschreibenden Sandsteine fast sämtliche Gesteine des Gebietes, natürlich

bald in frischerem, bald in verwitterterem Zustande, je nachdem sie den zersetzenden Einflüssen zu widerstehen vermochten; sehr viele sind bis zur Unkenntlichkeit verwittert. Der Quarzit als das indifferenteste Gestein, ist der häufigste Gesteinseinschluß, daneben tritt aber eine ganze Reihe von kristallinischen Schiefern und Eruptivgesteinen auf, in einzelnen sogar Brocken von Ton, Tonschiefer, Kalkstein etc. Nachkristallisierte Stücke gibt es auch unter diesen, die Nachkristallisation ist jedoch gering. Das Bindemittel ist von sehr verschiedener Natur.

Gewöhnlicher Sandstein.

Mit diesem Namen bezeichne ich jene Glieder, bei welchen das in beträchtlicher Menge auftretende, häufig sogar vorwiegende Bindemittel gar keinen ausgesprochenen Charakter besitzt und sehr gemischt ist. Die Gemengteile sind: Ton, Chlorit, Eisenerz, weißer Glimmer, oft alle vereinigt, wobei bald der eine, bald der andere Gemengteil vorwiegt, wozu sich noch häufig kryptokristalliner Quarz und wenig Kalzit hinzugesellt. Ton tritt stets auf, jedoch niemals vorherschend. Solcherart muß jedes hierhergehörige Gestein genau bezeichnet werden: glimmerig-eisenschüssig-tonig, eisenschüssig-chloritisch, glimmerig-kalkig-chloritisch, kalkig-eisenschüssig etc. In einzelnen Fällen habe ich diese Gesteine zur Vermeidung eines langen Namens einfach bloß als Sandsteine bezeichnet, da nämlich fast alle Detailbezeichnungen anzuwenden gewesen wären.

Die Fundorte derselben sind: im Terskei-Alatau die Tekes-Schlucht, Kakpak-Paß und der Uralma-Bach, im Ferghana-Gebirge Alaiku Süttübulak, Tschitti (nächst dem Alabuga) und das westliche Kugart-Tal. In der Naryn-Gegend Naryn-Kaptschagaj, auf der Südseite der Dschitimtau. Im südlichen Tienshan, Toyun-Eyran (Südseite der Kurpetau) und westlich von Kelpin Subaschi. In Küenlün der Tschutek-Paß, westlich von Kisil.

Im allgemeinen sind diese Sandsteine braun und gelblichbraun, doch gibt es auch solche von grauer Schattierung, der eisenschüssige Sandstein von Tschutek ist rotbraun. Sie sind häufiger feinkörnig und dicht, als mittelkörnig, makroskopisch kommt hauptsächlich nur weißer Glimmer vor, neben dem nur noch die eckigen oder runden Gesteinseinschlüsse zu erkennen sind, außerdem tritt in einzelnen Gesteinen auch noch Quarz- und Feldspat auf. Das Gestein von Toyun-Eyran ist mit dem Finger reibbar, die anderen sind hart, einzelne sogar zähe, so die mit tonigem Bindemittel.

Der Ton des *Bindemittels* ist stets von winzigen Blättchen aus

weißem Glimmer, Kaolin-Schuppen erfüllt, ein andermal wieder von Limonit und Hämatit. Bei den mehr umkristallisierten ist der weiße Glimmer — wo dies überhaupt nachzuweisen ist — meist Serizit. Von den Chlorit-Arten sind Pennin, Klinochlor, Ripidolit und Delessit vertreten. Das Eisenerz ist vorwiegend flockig verteilter, limonitischer oder hämatitischer Farbstoff, z. T. ein Aggregat von unendlich kleinen Ferritkörnchen. Fein zertrümmerter Quarz spielt in vielen Gesteinen eine Rolle, doch stets sehr untergeordnet. Seltener ist schon eine opalartige Masse. Nur in den umkristallisierten Arten findet sich kryptokristalliner Quarz und faserige Chalzedon-Arten, so im Gesteine der Kapkak-Lehne und in dem glimmerig-tonigen Sandstein von Subaschi. Dieser letztere wird von Aplit-Adern kreuz- und quer durchzogen und mehr-weniger metamorphosiert. Kalzit ist im allgemeinen nur in geringer Menge vorhanden, fast immer mit Ton gemengt und sondert sich von diesem nur bei den umkristallisierten Sandsteinen in kleinen kristallisierten Drusen ab, in denen auch Epidot vorkommt. Die Umkristallisation kommt in dem Gesteine der Kakpak-Lehne auch darin zum Ausdruck, daß in dem limonitisch-tonigen Zement einzelne felsitartige Flecken entstehen, deren Elemente der bloß einige μ große Quarz und feldspatartige Flocken, mitunter auch in größeren Partien (50—60 μ) zusammenhängen und von einigen großen Muskovit- und Ripidolit-Blättchen ganz durchsetzt sind.

Die eingebetteten Mineralkörner sind gewöhnlich sehr klein, die größten erreichen jedoch bis 4 mm. Im übrigen treten hier dieselben Mineralien auf, wie in den Quarzsandsteinen, nur sind sie vielmehr zertrümmert und verändert. Besonders zu erwähnen ist der grüne Amphibol aus dem Sandstein von Kugart, bläulichgrüner Turmalin aus dem Vorkommen von Subaschi und Naryn. Im letzteren Gestein ist auch Titanmagneteisen vorhanden. Der Kalzit bildet im Gestein von Subaschi neben den aplitischen Adern auch reine und gute Kristallformen bildende Körner von 0·4 mm Größe.

Gesteinseinschlüsse in kleinen, höchstens 10 mm großen Körnern, kommen mit Ausnahme des Vorkommens von Kugart und der Kakpak-Lehne in allen vor; die gewöhnlichsten sind: Tonschiefer, Phyllit, Glimmerschiefer und Quarzit.

Außerdem kommt in den Gesteinen von der Tekes-Schlucht, Alaiku und Süttübulak Chloritschiefer, in dem vom Tschitti-Tal kohlenschmitziger Tonschiefer und Sandsteinschiefer, in dem von der Tekes-Schlucht Quarzporphyrit, in dem Sandsteine von Alaiku Süttübulak und aus dem Tschitti-Tal Mikrogranit, Diabas, Pyroxenporphyrit, dann verschiedene Stücke von Porphyr- und Porphyrit-Grundmasse vor.

Kalkiger Sandstein.

Auch kalkige Sandsteine sind in der Sammlung von Dr. Prinz reichlich vertreten. Ihr Bindemittel ist vorwiegend oder von bedeutender Menge, nur selten gering und besteht entweder ausschließlich aus Kalzit, wie z. B. in dem im Toyun-Sujok-Tale (Kinkaren zwischen dem Koktantau und Turagarttau) vorkommenden reinen Typus von Kalksandstein, oder es gesellt sich zum Kalzit auch wenig Glimmer, Ton und Eisenerz; solche sind: tonig-kalkiger Sandstein, glimmerig-kalkiger Sandstein, limonitisch-glimmeriger Kalksandstein usw. Am häufigsten ist der Glimmer. Der Kalzit ist nicht nur im Bindemittel vorherrschend, er kommt auch häufig reichlich als Einschluß vor, u. zw. entweder in grobkörnigen Kristallaggregaten oder in sehr feinkörnigen halbkristallinischen Stücken, dann gewöhnlich mit Ton vergesellschaftet. Übrigens tritt er auch im Bindemittel in diesen beiden Formen auf. Selten kommt er in vereinzelten, gleichmäßig verteilten, größeren, zwillingsgestreiften Körnern oder in strahlig geordneten faserigen Kristallaggregaten vor.

Die hauptsächlichsten Vorkommen sind: der nordnordöstliche Tienshan (Khan Tengri und Terskei Alatau) und die südliche Fortsetzung des Kuldschaer-Nanshan: die Hügelreihe Sümbe und die von dieser südlich gelegene Tekes-Depression. Außerdem kommen solche Sandsteine vor im mittleren Tienshan im Kokschaltau am Flusse Bedel, am Tschong Turabaschi, im Tonschiefer des Kogart-Passes, im südlichen Borkoldajtau, in der Gegend Kogeletschab an den Flüssen Üsüngegusch Karasai und Üsüngegusch Aschusu, am Karagaj (Koschunkur) tau, am Flusse Irisu. Aus dem südlichen Tienshan gelangten kalkige Sandsteine aus dem Toyun Sujok-Tale und von dem im Kurpetau befindlichen Sujok-Passe in die Sammlung.

Es sind gewöhnlich kleinkörnige oder mittelkörnige Gesteine von mehr heller (grau, gelb), selten dünklerer Farbe (grünlichbraun, braun, dunkelbraun), in welchen mit freiem Auge bloß die kleinen Muskovit-Blättchen, seltener Feldspat- und Quarz-Körner wahrzunehmen sind, nur in dem, an der Bayumkol-Mündung gesammelten Gestein sind 1—5 mm lange, schwärzliche Amphibol-Säulen und bronzefarbige Biotit-Blättchen zu beobachten. Einzelne werden von Quarz- und Kalzit-Adern durchsetzt. Bloß das Gestein vom unteren Kaschan ist mürbe, die übrigen sind konsistent, obwohl einzelne mit Salzsäure behandelt, zerfallen.

Neben *Kalzit* spielen die übrigen Mineraleinschlüsse eine untergeordnete Rolle und stimmen mit den Mineralien der übrigen Sand-

steine überein. Um den *Quarz* herum sieht man niemals Wachstums-Höfe, sowie es auch unter den kalkigen Sandsteinen keine umkristallisierte gibt; der Quarz ist nicht kataklastisch. Der Feldspat ist stets sehr verwittert und von derselben Beschaffenheit, wie in den übrigen Sandsteinen. Der *Biotit* ist braun (Bedel, Kaschan etc.) oder rot (Bayumkol), sein Pleochroismus ist: n_g = orangerot, braunrot, dunkelbraun, n_p = blaß orangegelb, blaßgelb, lichtbraun, mitunter mit einem grünem Schimmer. An den Bruchstücken des grünen *Amphibols* (Bayumkol, Bedel) ist stellenweise noch die Zwillingsform nach (100) erkennbar, er ist ziemlich frisch, sein Pleochroismus normal.

Das Material der in kleinen Mengen vorhandenen Gesteinseinschlüsse ist nach den einzelnen Fundorten verschieden, es ist gewöhnlich dasselbe, wie ich es bei den anderen Sandsteinen erwähnte.

Konglomeratischer und brecciöser Sandstein.

Diese sind als kalkige, tonige oder eisenschüssige Sandsteine zu betrachten, in die reichlich größere (bis 40 mm große) Gesteinsbreccie und Konglomerat eingebettet ist.

Die Fundstellen solcher Gesteine sind: die Schlucht des unteren Kaschan an der Südlehne des Nanshan, am Rande der Hügelreihe Sümbe. Im östlichen Tienshan die Nordostlehne des Khan Tengri, der Aschusai-Paß in dem Quellgebiete des Bayumkol, wo solches Gestein in Phyllit eingeschlossen ist, im Terskei Alatau die Tekes-Schlucht, unweit der Mündung des Tiëk, in der Naryn-Gegend die Umgebung der Atbaschi und der Djakbolot-Bach auf der Südlehne des Dschitim tau, endlich in der Ferghana-Kette die Schlucht des Tales Tar Alaiku an der Nordostlehne der Alaikusürt.

Es sind mittelkörnige oder grobe Gesteine, zuweilen (Atbaschi) von Verrucano-Typus. Sie sind rotbraun, gelblichbraun, ihre Farbe wird von den zahlreichen Gesteinseinschlüssen beeinflußt. Es sind kompakte oder geradezu feste Gesteine, mit Ausnahme der mürben Gesteine von Kaschan und Djakbolot.

Das Verhältnis der Mineraltrümmer und Gesteinseinschlüsse zu einander ist schwankend. Das Bindemittel besteht hauptsächlich aus Kalzit und Limonit, zusammen oder jeder gesondert für sich, selten Ton, weißer Glimmer und Chlorit. Die Mineralien sind dieselben, wie die der vorigen Sandsteine; in dem Gesteine von Atbaschi sind die Mineralkörner abgerundet, in den übrigen mehr eckig.

Die Gesteinseinschlüsse sind eckig oder abgerundet, ersteres ist die Eigenschaft der größeren, letzteres die der kleineren Gesteins-

körner. Die Form wechselt auch in einem und demselben Gestein. Vornehmlich runde Körner herrschen in den Gesteinen von Atbaschi und Djakbolot vor. Das Material der Breccien und der Konglomerate ist häufig auch brecciöser Sandstein, im allgemeinen dasselbe, wie ich es bei den gewöhnlichen Sandsteinen erwähnt habe, besonders interessant ist jedoch der Sandstein von Kaschan, in welchem auch nußgroße Albitoligoklas-Porphyrit-Stücke, außerdem Quarzporphyr und Pyroxenporphyrit vorkommen, während das Gestein von Tekes Biotitporphyrit, Porphyr und Stücke von verschiedenen Porphyrit-Grundmassen enthält.

SANDSTEINSCHIEFER.

Von den beschriebenen Sandsteinen unterscheiden sie sich in erster Linie darin, daß sie ausgesprochen geschichtet und viel feinkörniger sind. Durch Umkristallisation entstandene nachträgliche Produkte spielen eine ziemlich große Rolle.

Die gesammelten Sandsteinschiefer stammen vorwiegend aus dem zentralen Tienshan. Im E finden sie sich an folgenden Punkten: Kübergentj-Paß und Kübergentj-Tal, Dschassilköl-See und Tiëk-Fluß S-lich von seiner Mündung in den Tekes, durchwegs an der Nordlehne des östlichen Teiles der Terskei Alatau; die ersten drei in der Nähe des Hauptrückens. Das Gestein von Tiëk enthält kohlenschmitzige Substanzen und viel Kalk und bildet einen Übergang, z. T. zu den Tonschiefern, z. T. zu den Kalkschiefern. Im zentralen Gebiet sind die Fundorte: die Mündung des Ajütör in den Sarydschass, Tschong Terektj an der Nordseite des Terektjtau, das Ende des Orokhertau am Sarydschass. In der Naryn-Gegend das S-liche Djakbolot-Tal an der S-Lehne des Dschitimtau. Im Kokschaltau das Karakorum-Tal und der Kogart-Paß am Westende des Gebirges. Der eine der beiden phyllitartigen sandigen Schiefer aus dem Küenlün stammt aus dem im Kaündü-Tal im Tschimgendarja, der andere aus der Umgebung des Dorfes Bag, am Ufer des Yarkenddarja.

Diese Gesteine sind meist dunkel, graubraun, grünlichbraun oder schwärzlich, sehr dicht, so daß sie als makroskopischen Gemengteil meist nur weißen Glimmer führen. Die Absonderungsflächen der mehr durchkristallisierten Arten haben einigermaßen schwachen Fettglanz. Kleine Quarzkörner sind nur in dem Gesteine von Orokhertau zu beobachten. Sie sind geschichtet und dünnschieferig. Die einzelnen Schichtchen sind mitunter verschieden gefärbt, an anderen Stellen reihen sich kleine, schwarze Körnchen in der Richtung der Schichtung aneinander, die sich u. d. M. als Tonschiefer-Brocken erwiesen. In einzelnen sind auch

chloritische, limonitische Flecken, in anderen verkohlte Pflanzenreste (Tiëk, Kaündü) zu beobachten.

Die Mineralien sind zumeist so klein, daß von einem Bindemittel und von in diesem eingebetteten größeren Mineralienbruchstücken nicht immer gesprochen werden kann. Wo das *Bindemittel* überhaupt von den sehr kleinen Sandkörnchen zu trennen ist, dort besteht es stets vorwiegend aus: Quarz, Opalmasse, Kalzit, Ton, Chlorit und weißem Glimmer. Der Ton ist stellenweise kohlenschmitzig, anderwärts eisenschüssig und meist durchkristallisiert. Die Blättchen und Fäden des Chlorit (Pennin, Klinochlor) und des weißen Glimmers (Serizit, Muskovit) umgeben mitunter die ursprünglichen Sandteilchen radial, und durchsetzen das ganze Bindemittel mitunter netzförmig (Kübergentj).

Die eingeschlossenen Mineralkörner bleiben gewöhnlich unter 0·1 mm, erreichen selten 0·4 mm und nur in dem kalkig-sandigen Schiefer von Orokher finden sich Bruchstücke von $1^1/_2$ mm. Im übrigen sind es dieselben Mineralien wie in den Sandsteinen, doch sind sie mehr zertrümmert und umgewandelt. Häufig sind sie in gesonderten Schichtchen angeordnet, wie der weiße Glimmer fast überall. Der weiße Glimmer erwies sich meist als Serizit, auch die größeren Muskovitplatten sind an ihren Rändern zerfetzt. In dem Gestein von Bag kommen auch einige Körner eines farblosen Granats vor.

Sie enthalten häufig Gesteinseinschlüsse, doch sind auch dies immer sehr kleine Körner, so daß sie häufig unbestimmbar sind. Besser bestimmbare Gesteinseinschlüsse, namentlich: Tonschiefer, Quarzit, Hornstein, Glimmerschiefer, Porphyrit-Grundmassenstücke, fand ich bloß in den Gesteinen von Kogart und Kaündü.

Die Sandschiefer sind ebenso mannigfaltig, wie die beschriebenen Sandsteine. Meist sind es glimmerreiche sandige Schiefer, doch gibt es auch chloritische, dann tonige Sandschiefer, schieferige Kalksandsteine, quarzitische Sandsteinschiefer. Die übrigen sind aus der Mischung dieser Arten entstanden.

TONSCHIEFER.

Geschichtete oder schieferige Gesteine, vorherrschend aus Ton bestehend, der häufig kohlenschmitzig oder eisenschüssig ist, in vielen Fällen nimmt jedoch an ihrer Zusammensetzug auch Chlorit und Kalzit teil. Manchmal sind sie auch sandig. Der Ton in geringem Maße umkristallisiert.

Nach den Ergebnissen der Aufsammlung kommen sie vornehmlich in der Naryn-Gegend im zentralen Tienshan vor, von wo aus dem

Gebiete des Djakbolot (Südlehne des Dschitimtau) und Düngüreme (Karagajtau, Ulan) eine ganze Reihe von Tonschiefern, uzw.: kohlenschmitziger Tonschiefer, sandiger Tonschiefer, glimmeriger Tonschiefer stammt; außerdem bestimmte ich aus demselben Gebiete, uzw. aus dem Haupttale nördlich von Narynskoë *eisenschüssigen Tonschiefer* und *chloritischen Tonschiefer*. Aus dem westlichen Kugart-Tal der Ferghana-Kette stammt ein kalkig kohlenschmitziger Tonschiefer und aus dem Alaiku-Tal ein glimmerreicher kalkiger Tonschiefer. Der eisenschüssige Tonschiefer vom Kogart-Paß im westlichen Teile des Kokschal Gebirges im zentralen Tienshan wechsellagert mit dünnen Schichten von kristallinischem Kalk, und enthält Einschlüsse von kalkigem Sandstein. Der sandige Tonschiefer aus dem Alaiku Düjün (Südlehne des Kurpetau) im südlichen Tienshan enthält ziemlich gleichmäßig verteilte sandige Partien.

Die Gesteine sind meist schwärzlich (eisenschwarz, grauschwarz) doch gibt es auch solche von bräunlicher oder grünlicher (Naryn) Schattierung. Gewöhnlich sind sie matt, einzelne haben schwachen Fettglanz (Kogart, Düngüreme), diese nähern sich im übrigen den Phylliten. Mit Ausnahme des sandigen Tonschiefers von Djakbolot enthalten sie keine mit freiem Auge wahrnehmbaren Gemengteile, an ihren Absonderungsflächen sieht man limonitische Färbung und auf dem limonitischen Beschlage eines kohlenschmitzigen Tonschiefers von Djakbolot auch einzelne kleine Gypskriställchen. Erhitzt werden sie aschgrau und dann sind darin kleine Glimmerblättchen zu beobachten. Auf dem einen Gesteine von Naryn ist eine auf die Schichtung senkrechte, grünlichgrau, grünlichbraune Riefung wahzunehmen.

Der größte Teil ihres Materiales besteht aus amorphem, grauen und braunen *Ton*, welchem sich noch in ziemlicher Menge amorpher, grünlicher Chlorit (Viridit), anderwärts Limonit und ziemlich häufig Kohlensubstanz hinzugesellt. Durch Umkristallisation des Tones sind unzählige *Rutilnadeln* entstanden. Diese Rutilnadeln («Tonschiefernädelchen»), die sich häufig zu ganzen Netzen vereinigen, treten in der Richtung der Schieferung massenhaft auf und sind deutlich zu sehen, während sie in Dünnschliffen senkrecht auf die Schichtung kaum wahrnembar sind; sie haben sich hauptsächlich in einzelnen winzigen Körnchen, also vornehmlich an den Schieferflächen gebildet. Die in dem Ton enthaltene Kohlensubstanz läßt sich durch Glühen leicht entfernen. In den auf diese Weise behandelten Gesteinen ist dann sowohl das Netzwerk der Rutile, als auch die anderen Produkte der Umkristallisation deutlich wahrzunehmen. Unter diesen sind

Quarz und *feldspatartige* Flocken, *Kaolin*-Schuppen vorwaltend, dann folgen: farbloser oder etwas grünlicher *Serizit*, endlich *Pennin* und *Klinochlor*. Alle diese erreichen nicht über 50 μ Größe, gewöhnlich sind sie noch viel kleiner. Der Limonit spielt bloß die Rolle eines Farbstoffes und steht, ebenso wie der Kalzit — im Falle derselbe in den Gesteinen vorhanden ist — in innigem Zusammenhang mit dem Ton.

Sehr wenig sandige Teile kommen fast in allen vor, die meisten natürlich in dem sandigen Schiefer von Djakbolot, in welchem der amorphe Ton im Querschliff, als dünneres oder breiteres, gewelltes Bandsystem vor Augen tritt, welches die sandigen Partien umgibt. Die Minerale dieser sandigen Partien sind: kataklastischer Quarz, zersetzter Feldspat (in einzelnen Fällen Oligoklas und Andesin) Muskovit, chloritischer Biotit, Titanit, Zirkon, Rutil, Apatit, Epidot, Turmalin, Magnetit, Hämatit-Bruchstücke und Fetzen, welchen sich zuweilen reinere Kalzitkörner hinzugesellen. Diese Mineraltrümmer messen durchschnittlich 50—80 μ, erreichen nur selten 0·2 mm Größe und in den meisten Fällen läßt sich keine scharfe Grenze ziehen z. B. zwischen dem Quarze späterer Generation und zwischen den ursprünglichen Quarzkörnern, obwohl die letzteren ziemlich scharf umgrenzt sind, während die anderen verschwommene Konturen besitzen. Als Gesteinseinschlüsse sind bloß sehr kleine Quarzitbrocken zu erkennen.

KIESELSCHIEFER.

Die hieher gestellten Gesteine sind wahrscheinlich als auf Kontaktwirkungen umgewandelte, verquarzte Tonschiefer zu betrachten, in welchen die ursprüngliche Schichtung meist gut erhalten ist. Einigermaßen sind sie den Hornfelsen ähnlich. Aus dem zentralen Tienshan gelangten solche in die Sammlung: von Sarydschass, östlich vom Einflusse des Adyrtör, von dem Flußlaufe des an der Ostlehne des Dschitimtau in den Dschaktasch fließenden Kara Mojnok und von der Nordseite des Kokkija-Sees. Dies sind ausnahmslos Gebiete, in welchen teils von Dr. Prinz, teils bereits vor ihm Eruptivgesteine gesammelt wurden.

Es sind schwärzlich-grünbraune, glanzlose oder pechglänzende, aphanitische, spröde Gesteine von der Härte des Quarzes, mit muscheligem oder faserigem Bruch, deren dünne Fasern oder Splitter durchscheinend sind. Auf der einen Seite des Gesteines vom Sarydschass kommen kalzitische Überzüge vor und bei dem Gesteine vom Kara Mojnok wechselt mit dem normalen, glanzlosen, aphanitischen schwar-

zen Gestein eine ebenfalls splitterig brechende, schwärzliche, poröse Varietät ab, deren Spalten und Absonderungsflächen von einem dünnen limonitisch-chloritischen Häutchen überzogen werden.

Größtenteils bestehen sie aus einigen μ großen Quarzflaumen, zu denen sich weniger *kohlenschmitziger Ton*, in Form von kleinen wolkenartigen Flecken im Quarzaggregat, oder in parallelen, dünnen Bändern, gesellt. Außerdem gibt es in diesen Gesteinen einzelne runde oder ovale, 20 μ—0·4 mm große Partien, die mit grobkörnigerem Quarz oder aus reineren Körnern bestehenden Quarzaggregate oder mit Chalzedon ausgefüllt sind. In dem Gesteine von Kokkija tritt auch ein wenig isotropes *opalartiges* Material auf. Die anderen Mineralien sind von minimaler Größe und Menge, uzw.: *Serizit, Kalzit, Rutil, Magnetit, Limonit* und *Epidot*.

Der Rutil kommt in kleinen, jedoch wohlgestalteten Kriställchen, mitunter in knieförmigen Zwillingen vor. In dem Gestein von Kara-Mojnok ist auch ein wenig lichtbrauner, *biotit*artiger Glimmer, in idiomorphen Platten von 20—30 μ vorhanden, die ihrer Länge nach (n_g) gelblichbraun, der Quere nach (n_p) sehr blaßbraun oder farblos, scheinbar einachsig, mit negativem Charakter sind. Das Auftreten dieses Biotits deutet auf die Kontaktwirkung einer Intrusivmasse. Das Gestein von Sarydschass wird in der Richtung der Schichtung und senkrecht darauf von dünnen (20—30 μ) Quarzadern durchsetzt.

Spilosit.

Ein solches Gestein in der Sammlung stammt aus den Kaschgar-Alpen, vom Atojnokbaschi (aus der Nähe des gleichnamigen Gletschers). Es ist grün, ziemlich gut geschichtet und auf fleckigen heller grünem Grunde sind darin weiße oder dunkelgrüne Partien zu sehen.

U. d. M. äußert sich diese Fleckung darin, daß in dem sehr dichten Grunde einzelne grobkörnigere Partien erscheinen. Die Hauptmasse des Gesteines ist ein Aggregat von kleine Titanitkörner führendem Ton, Epidot und Zoisit, welchen sich noch ein wenig weißer Glimmer hinzugesellt. Die Größe der Epidot- und Zoisitkörner (Klinozoisit?), die an vielen Punkten mit Ton bedeckt sind, sowie die der Titanitkörner ist nur in $\mu\mu$ auszudrücken, während die Länge der weißen Glimmerplättchen bis 10 μ erreicht. Die grobkörnigeren Flecken (½—2 mm) besitzen eckige oder gerundete Konturen und erinnern oft an die Form von Feldspat und grenzen sich von den übrigen Teilen des Gesteines nicht scharf ab. Sie bestehen aus höchstens 50 μ großen Körnern von *Titanit, Epidot, Klinozoisit* und *Serizit*, während die Kriställchen des

akzessorischen *Quarzes* und *Feldspates* mitunter 150 μ erreichen. Stellenweise mengt sich diesen grobkörnigeren Mineralien auch *Chlorit* bei. Der Feldspat war stellenweise näher bestimmbar und erwies sich als *Albit*.

Viel geringer, als die Menge der kristallisierten Elemente ist der *Ton*, in welchem die für die Umkristallisation desselben so charakteristischen Rutilnadeln gänzlich fehlen.

PHYLLITE.

Dieselben unterscheiden sich von den Tonschiefern durch hochgradigere Umkristallisation, obwohl Übergangsformen häufig sind. Es sind dünnschieferige, seiden- oder fettglänzende Gesteine. Amorphes Material ist in ihnen stets vorhanden, jedoch sehr untergeordnet, oft sogar nur in verschwindend geringer Menge, es wird stets von Rutilnadeln begleitet. Die Umkristallisation ist also fast vollständig. Im allgemeinen sind diese Gesteine sehr feinkörnig, enthalten aber mitunter auch größere porphyrische Minerale. Häufig finden sich in ihnen auch sandige Teile als Relikt. In der Sammlung sind folgende Phyllitarten vertreten:

Serizit-Phyllit.

Die Gesteine der meisten Vorkommen gehören zu diesem Typus, dessen Glieder sich jedoch von einander dennoch einigermaßen unterscheiden. Im Tienshan findet sich typischer Serizit-Phyllit bei der Mündung des Alaiku in den Terek (Ferghana-Gegend). An dem Zusammentreffen des Khan Tengri-Massives mit dem Terskei Alatau, im Aschuschai-Tale tritt *chloritischer Serizit-Phyllit* auf, beim Dschassilköl (Meerauge aus der Nordostlehne des Terskei Alatau, nahe dem Hauptrücken) *kalkiger Serizitphyllit* und *eisenschüssiger Serizitphyllit*, der letztere ist glimmerärmer, als der normale Typus, und als ein Übergang zu den Tonschiefern zu betrachten. In der Naryn-Gegend, nördlich vom Lilly-See im Malinki-Tale (Nordlehne des Karagajtau, kommt knotiger Serizitphyllit mit Knoten von Quarzit, kristallinischem Sandstein etc. vor. Auf der Westlehne des Üjürmen-Gebirges an dem, beim Tschatirkul gelegenen Taschrabat-Paß fand sich *kalkiger Serizitphyllit*, auf der Südlehne des Terskei Alatau, bei Burkhan, nächst der Mündung des westlichen Djamanitschke *limonitisch-chloritischer Serizitphyllit*. Aus den Kaschgar-Alpen, vom Bostanartscha-Paß, nördlich vom Atojnok-Gletscher, vom Djagosdavan-Paß und dem Ges-Tale von der Mündung des Djagos gelangten

typische Serizitphyllite in die Sammlung. Jener von Bostanartscha wechselt mit Quarzit, der vom Djagos-Passe aber mit dolomitischen Gestein ab.

Der bedeutende Serizitgehalt dieser Schiefer ist schon auf den ersten Blick augenfällig. Sie sind silbergrau, graubraun, die chloritischen Arten grünlichgrau oder grünlichbraun. Es sind sehr dichte Gesteine. An den Absonderungsflächen tritt stets die silbergraue Farbe des Serizits vor Augen, einzelne gesonderte Blättchen desselben sind jedoch nicht zu unterscheiden. Die Absonderungsflächen des Gesteines von Alaiku sind mit einem limonitisch-hämatitischen Häutchen überzogen. Quarzadern, parallel zur Schichtung, oder senkrecht auf dieselbe, sind häufig, es kommen aber auch Kalzitadern vor. Bei dem Exemplar von Bostanartscha, wo mit den serizitischen Schichten 6—12 mm dicke Quarzadern abwechseln, ist die Menge der serizitischen Teile im Verhältnis zum Quarz untergeordnet. In dem Gestein von Malinkisu treten kleinere und größere Linsen auf, deren Größe zwischen 1—3 mm schwankt, dann sieht man aber auch eine größere Linse, von der bloß die eine Hälfte in der Größe von 20 mm erhalten ist. Diese Knoten sind senkrecht auf die Schichtung ziemlich zusammengedrückt. Die mit einander abwechselnden helleren und dünkleren Schichten des Phyllits von Burkhan sind gebogen.

Ein untergeordneter, obwohl an den verschiedenen Lokalitäten in verschiedener Menge auftretender Gemengteil ist grauer *Ton*, durch Chlorit und Limonit häufig grün, bezw. bräunlich gefärbt. Dieser Ton tritt entweder in einzelnen isolierten Stücken oder in zusammenhängenden, dünnen, gewellten Schichtchen, Häutchen auf, ist stets von größeren Aggregaten Rutilnadeln begleitet. Auch dort, wo der Ton ganz verschwindet, sind die aus winzig kleinen Rutilnadeln gebildeten, netzförmigen Aggregate zurückgeblieben.

Die kristallinischen Elemente erreichen kaum 0·1 mm Größe, größer sind sie selten, nur dort, wo die Struktur statt der gewöhnlichen lepidoblastischen, porphyroblastisch ist, wie im Gestein von Naryn. Unter den kristallisierten Elementen ist *Serizit* fast immer vorwiegend, bloß in dem Gestein von Dschassilköl kommt wenig vor. Seine Menge kann nur dann ganz sicher beurteilt werden, wenn hierzu sowohl mit der Schieferung parallelen, als auch hierauf senkrechte Dünnschliffe zur Verfügung stehen. Die unendlich dünnen Lamellen des Serizits erscheinen im Querschliff in Form von sehr feinen Fäden, Fasern, während seine Konturen im Schliff nach der Schieferung nicht recht deutlich wahnehmbar, von unbestimmter Form, verschwommen sind. Gewöhnlich sind die Serizitlamellen in gesonderten kleinen Lagen,

ziemlich gleichmäßig orientiert angeordnet, aber im ganzen Gestein dennoch reichlich vorhanden. An anderen Punkten gruppieren sie sich auch im Querschliff betrachtet zu größeren Aggregaten, wo dann die übrigen kristallisierten Elemente in das Serizit-Aggregat sozusagen eingebettet sind. Der Serizit ist nicht immer farblos, sondern häufig grünlich, sein Achsenwinkel ist einigermaßen veränderlich, beträgt jedoch stets ca 20—40°.

Außer dem Serizit ist noch der, in winzigen Flocken auftretende *Quarz*, sehr selten in Porphyroblasten (Naryn-Tal, Malinki su) zu erwähnen. Zwischen den xenoblastischen Quarzkörnchen kommen *Feldspat*- (Albit?) Körner, Flocken von viel schwächerer Lichtbrechung und auch *Kaolin*-Schuppen vor. *Magnetit* ist selten, *Hämatit* in Kristallen, größeren Aggregaten, selbst in Schichten schon häufiger, so im Gestein von Dschassilköl, während er sonst mehr nur als Farbstoff auftritt, wie auch der, mit Ton oder mitunter mit Kalzit vergesellschaftete *Limonit*. Hämatit und Limonit bildet im Gestein von Alaiku Adern, während dieselben in jenem von Burkhan 0·1—0·2 mm große, gelblichbraune, ziemlich gleichmäßig verteilte Knoten bilden. Wo der *Kalzit* überhaupt vorhanden ist, tritt er in einzelnen Linsen oder Adern, jedoch selten gleichmäßig verteilt auf. Der *Rutil* begleitet in unendlich feinen Nadeln meist die tonigen Teile und ist vorwiegend in der Ebene der Schichtung angeordnet; die Länge der Nadeln beträgt einige μ, infolge ihrer Dünnheit erscheinen dieselben in vielen Fällen opak. Sporadisch kommen auch größere Rutilkristalle ($20\times60\ \mu$) vor. Der *Chlorit* erscheint meist als ein nicht näher bestimmbarer Farbstoff beigemengt, selten in einzelnen besser kenntlichen Kristallen, die als Pennin bestimmbar sind; wo er in Form von selbständigen isometrischen Kristallen vorkommt (Taschrabat-Paß), dort ist er im allgemeinen größer, als die übrigen Mineralien. Erwähnenswert ist noch der lichtbraune *Biotit* und der *Zirkon* (Taschrabat), dann der *Epidot* (Dschassilköl). In dem Gestein von Djagos gibt es auch *Stealit*blättchen, die vom Serizit nur auf Grund ihres Achsenbildes zu unterscheiden sind, in übrigen aber ganz von derselben Erscheinung sind.

Als fremde Einschlüsse sind einzelne kleine Quarzitstückchen und Quarzkörner mit Wachstumhöfen zu erwähnen. Das Material der Knoten im Gestein von Malinkisu ist mannigfaltig: Quarzit, Muskovitglimmerschiefer, Serizitschiefer usw. Die erwähnte große Linse erwies sich, als ein mit Kalzitadern durchsetzter, quarziger Schiefer, dessen Grundmasse sehr dicht ist und aus Quarz, rutilenthaltenden Ton und Muskovit besteht, seine Porphyroblaste sind mit Muskovit durchsetze Feldspate, von welchen sich die näher bestimmbaren als Albit und Oligoklas erwiesen.

Serizitbiotitphyllit.

Der Serizitbiotitphyllit vom Oberlaufe des Kiak- (Ges-) Flusses im Pamir-Gebirge ist graubraun, gefaltet, auf der einen Seite ist es ein sichtlich dünngeschichtetes Gestein, mit seidenglänzenden Absonderungsflächen, in welchem gesonderte Biotitplättchen gut zu unterscheiden sind. Das Gestein wird von einer durchschnittlich 6 mm breiten Quarzader durchzogen, die sich stellenweise auf 12 mm verbreitert.

Das Gestein ist von typisch porphyroblastischer Struktur. Seine Grundmasse ist in der Richtung der Schichtung, wo der Serizit vorherrscht, lepidoblastisch, wogegen man dieselbe im Querschliff, wo der Serizit mit dem Quarz in gleicher Menge erscheint, als granoblastisch bezeichnen kann. Die Korngröße der Grundmasse beträgt durchschnittlich 0·1 mm.

Der *Serizit* herrscht im allgemeinen vor, seine dünnen Platten und Fasern sind etwas grünlich. Der *Quarz* ist in viel geringerer Menge vorhanden, seine winzig kleinen Körner besitzen nicht sonderlich scharfe, oft zerissene Konturen, sie gehen ineinander über und sind mitunter nicht als Körner, sondern mehr als Flocken zu bezeichnen. Außerdem enthält die Grundmasse auch ziemlich viel *Magnetit*, in scharfen idioblastischen Kristallen, welche mitunter mit reichlichen Ausscheidungen von *Titanit* umgeben sind.

Der *Biotit* ist fast das einzige porphyroblastische Mineral. Er kommt zwar auch in der Grundmasse vor, jedoch nur in kleinen Mengen, während er als prophyroblastisches Mineral einen sehr wesentlichen Gemengteil des Gesteines bildet und durchschnittlich 1 mm Größe besitzt. Er ist braun, Pleochroismus: n_p = braun, rotbraun, n_p = sehr blaß gelblichbraun, scheinbar einachsig. Seine entweder nahe dioblastischen oder ganz xenoblastischen Kristalle weisen Gitterstruktur auf, ihre Konturen sind gezackt, sie enthalten sehr viele, kleine gerundete Quarz- und Magnetit-Einschlüsse. Auch Serizit kommt in ihnen vor, jedoch nur in den Randpartien. Ein pleochroistischer Hof, welcher den *Titanit* umgibt, ist häufig. Erwähnenwert ist, daß der Biotit der Schieferung nicht folgt, infolgedessen Schnitte nach der Basis und nach der Länge sowohl längs der Schichtung als auch quer auf dieselbe nebeneinander oder nahe aneinander vorkommen.

Außer den erwähnten Mineralien kommt ziemlich häufig auch *Turmalin* in kleinen, mitunter jedoch bis 0·5 mm, großen, sehr gut idioblastischen, säulenförmigen Kristallen vor, welche häufig zonar sind. Sein Pleochroismus ist sehr wechselnd: ω = grünlichbraun, braun, dunkelblau, ε = blaßgelb, gelblichbraun, zuweilen ganz farblos. Der

innere Teil ist stets stärker gefärbt. Seine Einschlüsse sind winzige Magnetitkörner, Rutilnadeln und bei brauner Farbe durchscheinende, sechsseitige Blättchen (Ilmenit?).

Es sind noch einzelne isolierte *tonige* Partien, mit einer großen Anzahl winzig kleiner Rutilnadeln zu erwähnen. Die am Gestein auch makroskopisch sichtbare Quarzader besteht aus einem granoblastischen Gefüge von 0·1—0·2 mm großen, kataklastischen Quarzkörnern, in welchem stellenweise verwitterte Feldspatkörner (Oligoklas), Magnetit, wenig Muskovit und auch Kalzit auftritt.

Es ist ein hochgradig umkristallisiertes Gestein, welches eigentlich als Übergang zwischen den Phylliten und den Glimmerschiefern zu betrachten ist.

Serizitalbitphyllit.

Dieser kommt ebenfalls am Kiakbaschi-Pamir, jedoch weiter gegen NW, in der Nähe der Mündung des Tschalködü vor.

Er ist grau, seidenglänzend, blättrig und von porphyroblastischer Struktur. Seine Grundmasse ist lepidoblastisch, es herrscht darin Serizit vor, dessen gebogene Blättchen und Fasern etwas grünlich sind, höchstens 0·1 mm Größe erreichen, häufig nicht gleichförmig sind und eine undulöse Extinktion aufweisen. Sie sind von Einschlüssen erfüllt. Der *Quarz* tritt in einzelnen länglichen, sehr kleinen Körnern zwischen den dünnen Lagen des Serizits auf oder aber in diesen, in Form von linsenförmigen Aggregaten; zu erwähnen ist noch wenig Kalzit in länglichen Körnern, ziemlich viel *Magnetit*, brauner *Turmalin* und hie und da ein Korn *Albit*.

Porphyroblastische Mineralien gibt es wenig, vornehmlich nur Albit und Quarz, doch kommen auch einige größere Turmalinkristalle vor. Der Albit bildet xenoblastische Kristalle mit zerissenen Konturen und tritt gewöhnlich als selbständiges Individuum, selten als doppelter Zwilling auf, auch etwas Kataklase ist an ihm zu bemerken. Seine Kristalle sind zuweilen etwas gestreckt und mit ihrer Längsachse in der Richtung der Schichtung orientiert.

In diesem Gestein findet sich auch wenig *Ton*, häufig mit *kohlenschmitzigen* Teilen, zuweilen auch mit *Rutil*-Nadeln.

Quarzphyllit.

Dieses Gestein ist in der Sammlung von der NNE-Lehne der Ferghana-Kette, aus dem Tschitti-Tal und dem zentralen Tienshan aus dem nördlichen Djakbolot Bache des Dschitimtau vertreten. Das

letztere Vorkommen kann infolge seines Chloritgehaltes als chloritischer Quarzphyllit bezeichnet werden.

Es sind grau-grünlichbraune, dünnschieferig-blättrige Gesteine, mit schwachem Seiden-, Fettglanz an den Absonderungsflächen. In ihrer Zusammensetzung sind sie voneinander ziemlich verschieden.

Das Gestein aus dem Tschitti-Tal ist von klastoporphyrischer Struktur. Seine Porphyroblaste sind 0·2—0·5 mm große, sehr kataklastische *Quarz*körner mit fetzigen Konturen, welche in ihrem Korn stufenförmig bis auf die Größe der Kristalle der Grundasse, d. i. von 200 μ auf 10 μ herabsinken. Die Grundsubstanz besteht mebenfalls vorwiegend aus Quarz, dessen winzige Körner gezahnt aneinander gereiht sind. Wesentlich ist auch die Menge der Glimmer, wovon das meiste *Serizit* ist, doch gibt es auch *Muskovit* mit normalen Achsenwinkel, dann wenig rötlichen *Biotit*, welcher jedoch zum großen Teil in Pennin umgewandelt ist. Einige Körner, z. T. nicht zwillingsgestreifter *Albit* (höchstens Doppelzwilling), z. T. albitzwillingsgestreifter *Oligoklas* und *Andesin-Oligoklas*, welch letztere wahrscheinlich Relikte sind. Dann sind noch minimale Mengen von *Magnetit*, *Zirkon*, *Apatit*, *Kalzit* und *Epidot* zu erwähnen, die letzten zwei mit scharfen Umrissen, aber in xenoblastischen Körnern.

Der geringe Rest von *Ton*, bildet entweder einzelne Streifen oder aber einzelne isolierte Knoten, und ist stets von einer großen Menge von Rutilnadeln begleitet.

Das Gestein von Djakbolot, welches sich den quarzigen chloritischen Schiefern nähert, ist weniger umkristallisiert. Der Ton tritt darin in einzelnen Bändern, kleinen Lagen auf, deren wenige kristallisierte Elemente vorwiegend aus Serizit bestehen. An den anderen Punkten des Gesteins, wo das ursprüngliche Material nur durch winzige Rutilbildungen angedeutet ist, herrschen 20—30 μ große Quarzflocken vor, obwohl wenig Serizit auch hier vorhanden ist. Chlorit ist gleichmäßig, als blaßgrüner Farbstoff verteilt. Das Gestein wird in der Richtung der Schichtung und quer auf dieselbe von Adern durchzogen, deren Material aus Quarz, mit wenig Kalzit und Chlorit besteht.

Steatitphyllit.

Dieser stammt aus dem Ges-Tale der Kaschgar-Alpen. Er ist braungrau, stellenweise sehr hellgraugrün, fett anzufühlen und blättrig, mit Fett-, stellenweise mit Seidenglanz. Es kommen darin in großer Menge Knoten, Linsen und dünne Adern vor, die mit Salzsäure schwach brausen, jedoch aus dem Gestein befreit und zerstäubt

sich völlig auflösen, während der Rückstand sich u. d. M. als Quarz erweist.

Die kleinen Schuppen der *Steatits*, die ausgeglüht und mit Kobaltlösung beträufelt größtenteils rot werden, umgeben diese Knötchen und Linsen, und sind fast ausnahmslos gebogen, derart, daß es fast unmöglich ist, aus dem Gesteine Dünnschliffe herzustellen, die einen Schnitt der Schuppen nach der Basis enthalten würden. So erscheinen die Steatitschuppen in den Dünnschliffen vorwaltend als dünne Fäserchen, und Blättchen nach der Basis sind höchstens an dünnen Schuppen zu beobachten, die von der Oberfläche des Gesteines abgelöst werden. Der *Steatit* bildet farblose oder sehr blaßgrünliche, ineinander übergehende gefaltete Blättchen, worunter die u. d. M. zu unterscheidenden allergrößten $^1/_2$ m erreichen. Er erscheint z. T. einachsig, oder die Öffnung um die negative, spitze Bissetrix ist nur sehr klein.

In den Steatitaggregaten, aber mit denselben in dünnen Schichtchen wechsellagernd, tritt auch *Quarz* in wesentlicher Menge, in winzig kleinen, kaum einige μ betragenden Flocken, seltener in deutlicher begrenzten, 20—50 μ meßenden Körnchen auf. Bloß in einzelnen Körnern tritt ein farbloses Karbonat (Dolomit?) in xenoblastischen oder idioblastischen, ebenso kleinen, nicht zwillingsgestreiften Kristallen auf. Auffallend ist die sehr große Menge des Eisenerzes: *Magnetit* und *Hämatit*, die vornehmlich in sehr feinen Körnchen einzelne gesonderte Lagen bilden. Der Magnetit besitzt meist eine rote Hülle von Hämatit. Außerdem ist auch noch wenig *Pennin* vorhanden und in viel größerer Menge kohliger *Ton* mit *Rutilnadeln*.

Das Material der mit freiem Auge sichtbaren Knoten und Äderchen ist vorwaltend Karbonat, das aber bloß zu geringem Teile aus zwillingsgestreiftem *Kalzit* besteht, während nicht zwillingsgeriefter *Dolomit* oder allenfalls andere Karbonate in größerer Menge auftreten. Diese Karbonate kommen in Form von 0·5—2 mm großen Körnchen oder plattenförmigen Kristallen vor. Neben dem Karbonat ist *Quarz* stets durch Körnchen von ähnlicher Größe vertreten, einzelne Adern aber bestehen vorwaltend aus Quarz, so daß der Kalzit-Dolomit hier bloß in einzelnen isolierten Körnern vorkommt. Die stark kataklastischen Quarzkörner, welche sich in den Aggregaten stets gezahnt aneinander schließen, sind meist von Einschlüssen ganz erfüllt. Der größte Teil der Einschlüsse ist eine gelbliche oder farblose Flüssigkeit, häufig mit einer beweglichen Libelle, es kommen jedoch auch viel opake Körner, Einschlüsse von Rutil- und Apatitprismen vor.

Kalkphyllit.

Typischer Kalkphyllit ist bloß das Gestein von dem zwischen dem Kokschaltau und Süd-Borkoldajtau dahinfließenden Üsüngegusch Emegenflusses, während von den bei den Karbonatgesteinen behandelten Kalkschiefern bloß das Gestein von Karabel sich dem Phyllit-Typus nähert. Der Kalkphyllit von Üsüngegusch ist ein graubraunes, blättriges Gestein, mit etwas grünlicher Nuance, mit schwachem Seidenglanz an den Spaltflächen. Mit freiem Auge sieht man bloß winzige, glänzende, weiße Glimmerschüppchen.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus *Kalzit*. Seine 50 μ großen Körnchen sind meist xenoblastisch, von unbestimmter Form und besitzen verschwommene Konturen. Es gibt auch einzelne kleine Aggregate von derselben Größe, die aus winzig kleinen Körnchen bestehen. Kalzitkristalle mit scharfen und geradlinigen Begrenzungen sind selten. Der Kalzit tritt in so großer Menge auf, daß er den größten Teil der übrigen Mineralien verdeckt, so daß eine genaue Untersuchung der Dünnschliffe bloß nach Entfernung — vollkommener Auflösung — des Kalzits durchführbar ist. An einem solcherart mit Salzsäure behandeltem Dünnschliff sieht man sodann, daß der Rückstand des dichten Gesteins vorwaltend aus 20—30 μ großen *Quarz-Feldspat-Flocken* und *Serizit-Schuppen* besteht, neben denen auch ziemlich viel graubrauner *Ton*, stellenweise mit einer ansehnlichen Menge von *Rutil*-nadeln vorhanden ist. Die übrigen bestimmbaren Mineralien sind: *Magnetit*, *Limonit*, *Zirkon*, *Titanit*, *Epidot*, farbloser *Granat* und *Biotit*-ähnlicher, brauner Glimmer. Dieser braune Glimmer kommt in ziemlich gut ausgebildeten, bis 0·1 mm großen Plättchen vor und ist im Längschnitt (n_g) heller braun, im Querschnitt (n_p) sehr blaßbraun, fast farblos. Seine Achsen öffnen sich ein wenig, die Achsenöffnung beträgt ca 10°—20°.

MAGNETITSCHIEFER.

Dieser gelangte aus dem zentralen Tienshan, von dem an der W-Lehne des Kleinen Narynsürt gelegenen Kumbel-Paß in die Sammlung. Es ist ein dünnschieferiges, jedoch linear ausgebildetes, stark metallglänzendes Gestein, mit faserigem Bruch, Dichtigkeit 4·417, mit schwarzem, rötlichschwarzem, stellenweise rotem Strich, welcher den hohen Gehalt an Hämatit andeutet.

Seine Struktur ist geschichtet, gestreift, das Gefüge in der Ebene der Schichtung nematoblastisch, im Querschliff granoblastisch. Seine Hauptmasse besteht aus stengeligem, faserigen *Magnetit*, doch tritt

auch der mit blutroter Farbe durchscheinende *Hämatit* in ziemlicher Menge auf. Die übrigen Gemengteile sind hauptsächlich im Querschliff gut zu beobachten, wo die Enden der Magnetit- und Hämatitfasern in Form von einzelnen, in einander verschwimmenden kleinen eckigen Körnchen erscheinen, deren Größe nur selten 0·1 mm erreicht und deren Menge auch hier vorwaltend ist. Die Menge der übrigen Mineralien: des *Quarzes*, des *Kalzits* und des *Muskovits* ist auch hier überall untergeordnet, vergrössert sich aber in einzelnen kleinen Schichten ein wenig. Dieser Umstand, verbunden damit, daß die Eisenkörner in einzelnen Schichten größer sind, macht die geschichtete Struktur auffallend. Im Gestein sind einzelne Quarzadern, welche zumeist in der Richtung der Schichtung verlaufen, diese sind sehr dünn, ein Paar μ meßend, doch gibt es auch die Schichten durchkreuzende Quarzadern, deren Dicke bis 0·1 mm erreicht und die sich mitunter verzweigen. Endlich kommen auch linsenförmige Quarzeinlagerungen vor.

CHLORITSCHIEFER.

Der im Ulugart-Tale der Kaschgar-Alpen, westlich von Sajgan gesammelte kalkig-sandige Chloritschiefer scheint mit freiem Auge ein typischer Chloritschiefer zu sein, es ist ein dunkelblaugrünes, dünnschieferiges, gefaltetes Gestein, mit dem charakteristischen Fettglanz.

U. d. M. sieht man sowohl in den zur Schichtung parallelen als auch in den hierauf senkrechten Dünnschliffen, daß der Chlorit hauptsächlich als Bindemittel oder als Decke der kalkig-sandigen Gemengteile dient, dagegen aber auch zwischen den Schichten derselben in Form von sehr feinen Lagen erscheint. Eine wesentliche Rolle spielen die aus neugebildeten, winzigen Quarzkörnern bestehenden Aggregate.

Der Chlorit erscheint fast stets als einachsiger *Pennin* von optisch positivem Charakter und bildet höchstens 0·4 mm breite und gewöhnlich sehr dünne, nur selten dickere Blättchen. Sein Pleochroismus ist: n_g = blaß grünlichgelb, n_p = dunkelbläulich grün. Er erscheint häufig in fächerförmigen, faserigen Aggregaten. Stellenweise kommt auch *Klinochlor* vor. Die mit Chlorit umnetzten Quarzaggregate sind sehr feinkörnig, stellenweise kann man sie als kryptokristallinisch bezeichnen, doch gibt es darunter auch Körner von 0·1 mm Größe. Die Quarzkristalle sind unrein, von Ferriteinschlüssen in winzig kleinen Körnchen erfüllt, doch findet sich darin auch Chlorit, Epidot und Kalzit. Zwischen den kleinen Körnern findet man auch wenig Feldspat, der sich in einzelnen Körnern als *Albit* erwies, mit frischen Kristallen, die aber in reichlicher Menge ebensolche Einschlüsse wie der Quarz führen.

Der lebhaft gelbe Epidot in der Varietät *Pistazit* ist etwas häufiger als der Feldspat, seine Kristalle sind oft zwillingsgestreift; häufig ist auch noch *Titanit* in winzigen abgerundeten Körnern, mitunter in größeren Aggregaten. Sporadisch ist *Rutil*, *Magnetit* und auch *Limonit*, manchmal auch *Pennin* in Aggregaten vorhanden.

Die kalkig-sandigen Teile, welche mit dem Chlorit innig zusammenhängen, bestehen vorwiegend aus Kalzit, untergeordnet aus Quarz und Feldspat. Der Kalzit bildet bis $1^1/_2$ mm große Kristalle oder größere Aggregate, er ist häufig tonig und enthält stellenweise viel Epidot und Titanit. Die 0·2—1 mm großen, gefetzt begrenzten Quarzkörner sind nachgewachsen. Der Quarz ist kataklastisch, der Feldspat umgewandelt, bestimmbar sind: Orthoklas, Oligoklas und Andesin.

EPIDOTSCHIEFER.

Das eine hierher gehörige Stück stammt vom Oberlaufe des Aschutör, im nordwestlichen Teile des Khan Tengri-Massives, das andere aus dem zentralen Tienshan, vom nördlichen Teil des Taragajsürt, aus dem östlichen Djamanitschke-Tale.

Es sind grünlichbraune, braungrüne, sehr dichte, dünnschieferige geschichtete Gesteine, mit Seiden- oder Fettglanz, in welchen mit freiem Auge gelblichgrüne Epidotkörner, dunkelgrüne Punkte, mit kleinen Quarzkristallen erfüllte Querspalten und dünne Kalzitschichten zu sehen sind, in dem Gesteine von Djamanitschke überdies auch wenige winzige, glänzende Muskovitblättchen.

Ihre Struktur ist verschieden. Das Gestein von Aschutör besteht aus kleinen, nur einige μ großen, vornehmlich anomale Interferenzfarben aufweisenden *Epidot-* und *Zoisit*körnern, aus deren Aggregaten einzelne, bis 0·2 mm große *Klinozoisit-* und *Pistazit*körner ausgeschieden sind. Möglicherweise bestehen auch die kleinen Körner aus diesen. Der zweite Hauptgemengteil ist *Aktinolith*, dessen Menge jedoch bereits viel geringer ist, der hauptsächlich nur an einzelnen kleinen Schichten vorkommt, aber auch in 1 mm großen Porphyroblasten auftritt. Mit dem Aktinolith gemeinschaftlich kommt ebenfalls in einzelnen dünnen Schichten *Chlorit* vor, der z. T. aus punktförmigen körnigen Aggregaten, z. T. aus gut kristallisiertem *Pennin* besteht. Besondere kleine Lagen bildet der *Kalzit* in Gesellschaft des Quarzes, obwohl der *Quarz* auch zwischen den Klinozoisitkörnern vorkommt.

Die Textur des Gesteines von Djamanitschke ist nahezu lentikulär, seine Struktur porphyroblastisch. Die aus durchschnittlich $50\,\mu$ — 0·2 mm großen Körnern zusammengesetzte granoblastische, stellenweise nemato-

blastische Grundmasse besteht vorwiegend aus *Epidot* und *Aktinolith*, welchen sich noch reichlich *Quarz* und *Klinozoisit* hinzugesellt. In dieser Grundmasse sind viele, bis 2 mm große Gruppen von Epidotkristallen, deren einzelne Körner 0·2—0·5 mm erreichen. Diese Gruppen sind häufig von lentikulärer Form. Alleinstehender porphyroblastischer Epidot ist selten.

Unter den Gemengteilen dieser Epidotschiefer ist Pistazit vorherrschend. Seine Kristalle sind stets xenoblastisch isometrische Körner oder kürzere Säulen, mitunter Zwillinge nach (100) von zwei breiteren oder aber aus mehreren dünneren Individuen. Der Pleochroismus ist schwach: n_g = zitronengelb, n_m = blaßgelb, n_p = sehr blaßgelb, mitunter fast farblos. An Einschlüssen sind Quarz und Aktinolith am häufigsten. Die stengeligen Kristalle des Aktinoliths sind nur sehr schwach gefärbt, blaßgrün, ihr Pleochroismus ist sehr schwach. Häufig ragen sie in die Epidotkristalle hinein und schneiden dieselben in Stücke, ebenso wie man das in ophitischen Diabasen an den Plagioklasen auf Kosten der Augitkristalle beobachtet. Der xenoblastische Quarz ist stets sehr kataklastisch.

Außer diesen und den oben erwähnten Mineralien kommt noch in geringen Mengen *Serizit*, *Klinochlor*, *Hämatit*, *Limonit*, *Rutil* und *Titanit* vor.

*

Anhangsweise sei diesen Epidotschiefern noch jener, wahrscheinlich kontakt-metamorphe[1] quarzig epidotische Schiefer hinzugefügt, welcher aus dem zentralen Tienshan vom Kaschka Bajbitsche-Paß des Karagajtau (Ulan-Gegend) stammt. Es ist ein rötlichgelbes, dichtes Gestein, in dem mit freiem Auge Quarzkörnchen und kleine Knoten sichtbar sind.

Seine Struktur ist meist der porphyroblastischen ähnlich. In seiner sehr feinkörnigen Grundmasse befinden sich sehr viel runde, grobkörnige Knoten und wenig einzelne Quarzkristalle.

Die Korngröße seiner Grundmasse beträgt durchschnittlich 10—30 μ, sie besteht vorwiegend aus Quarz, der scharf begrenzte, von einander stets gut getrennte isometrische Körner darstellt, die sich mit ihren geraden Seiten berühren und unter welchen es keine gezahnten und undulös auslöschenden gibt. Eigentümlich ist es, daß fast jedes

[1] C. Chelius beschrieb aus der Umgebung von Darmstadt ein derartiges Gestein als Kontaktgestein des Diorits. Erläuterungen zum Blatt: Darmstadt d. geol. K. H. D. Darmstadt, 1891.

einzelne Korn von dem benachbarten durch ein ungemein feines, graubraunes Häutchen getrennt ist. Die Körner selbst sind unrein und enthalten reichlich opake, punktförmige Einschlüsse. In der Grundmasse sind außer Quarz Epidot und sehr wenig zwillingsgestreifter, mehr sauerer Plagioklas (nahezu Oligoklas), winzige Tonstückchen mit Rutilnadeln und auch Kalzit vorhanden, die Grundmasse wird von tonigen Äderchen durchzogen.

Die Knoten von größerem Korn bestehen entweder bloß aus Epidot, welchem sich im äußeren Teile auch Quarz hinzugesellt, oder aus einem Aggregat von Epidot, Chlorit und Serizit. Quarzknoten sind seltener. Diese Knoten erreichen 1—2 mm Größe, der *Epidot* kommt in denselben entweder in einzelnen Körnern, oder in etwas größeren Kristallen vor, es ist Pistazit, dessen gewöhnlicher Begleiter der weiße Glimmer, in Form von *Muskovit* oder *Serizit* ist. In den Epidotaggregaten kommt der Quarz in abgerundeten Körnern, oder auch als sehr xenomorpher Zement vor. In diesen Aggregaten gibt es noch *Biotit* und *Kalzit*. Außerdem treten noch Epidotknoten aus sehr kleinen Körnern, mit limonitischem Ton bedeckt auf, wo in denselben dann auch Titanit zu finden ist. Die Quarzkristalle der Quarzaggregate sind viel reiner als die der Grundmasse, aber auch um diese herum ist häufig das dünne Tonhäutchen vorhanden; diese sind auch isometrisch, aber ein Teil ist nicht abgerundet, es gibt sogar ganz eckige. Es ist noch wenig Feldspat zu erwähnen, worunter die bestimmbaren Kristalle zur Reihe des *Albit*, stellenweise des *Oligoklas* gehören, dann *Magnetit* und *Zirkon*.

Die erwähnten größeren Quarzkristalle messen durchschnittlich ·6—1 mm, sie sind immer abgerundet und kataklastisch: ihre Auslöschung ist undulös, sie sind mitunter auch zertrümmert. Sie kommen ziemlich gleichmäßig verteilt vor, gewöhnlich in sehr kleinkörnige Aggregate von Quarz und Epidot eingebettet. Als Einschlüsse findet man darin sehr viel kleine, opake Körner, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, dann in einzelnen mikrolithartige Feldspatkristalle, in anderen runde Kristallknoten, die aus denselben Mineralien bestehen, wie die Grundmasse des Gesteines. Solcherart ist ihr Auftreten dem des Porphyrquarzes ähnlich.

AMPHIBOLGESTEINE.

Dieselben sind sehr mannigfaltig, obwohl sie nur in wenigen Stücken vertreten sind. Ihrer Erscheinung und ihren Gemengteilen nach können sie in folgende Gruppen geteilt werden:

Aktinolithschiefer.

Dieser kommt im östlichen Tienshan, in der Nähe des Hauptrückens des Khalik tau, im Kain-bulaktale und im zentralen Tienshan längs des Dschity Ogus, an der Südostlehne des Issikkul vor.

Das erstere Vorkommen ist **Serizit-Aktinolithschiefer.** Es ist ein seidenglänzendes, graubraunes, phyllitartiges, blättriges Gestein, in welchem mit freiem Auge bloß weiße Glimmerblättchen zu unterscheiden sind. Es ist von nematoblastischer Struktur. Vorwiegend besteht es aus faserigem, sehr schwach gefärbtem *Aktinolith*, dessen Kristalle durchschnittlich 0·1—1 mm Länge erreichen, wobei die Breite 10—20 μ beträgt, etwas breitere sind selten. Sein Pleochroismus ist sehr schwach: n_g = blaßgrün, n_m = blaßgrün, gelblichgrün, n_p = hellgrünlichgelb; $n_g \gtrless$ mit c 16°, der Achsenwinkel um 70°. Es kommt auch ganz farbloser *Tremolit* vor. Die Einschlüsse sind abgerundete Quarzkörner, käfereierförmiger Titanit und Rutil. Die Schuppen und Fasern des *Serizits* hängen selten auf einer größeren Fläche zusammen: er ist in viel geringerer Menge vorhanden als der Amphibol, stellenweise häuft er sich jedoch an; die Größe seiner Schuppen erreicht 0·5 mm. *Quarz* ist wenig, *Feldspat* noch weniger vorhanden. Ihre xenoblastische Kristallform ist gewöhnlich ebenso gestreckt, wie die der anderen Gemengteile. Einige Feldspatdurchschnitte haben sich als Albit erwiesen. Hauptsächlich als Einschlüsse sind zu erwähnen: *Titanit, Zirkon, Rutil, Apatit, Magnetit.*

Der **Aktinolithschiefer** von Dschitjogus besteht aus einer stärker gefärbten Amphibolart. Es ist ein etwas gewellt dünnschieferiges, einigermaßen linear struiertes, dunkelbraungrünes Gestein, das mit freiem Auge aus lebhaft glänzenden, winzigen Nadeln zu bestehen scheint, doch gibt es darin 2—10 mm große, sehr blaß grünlichgraue, fast farblose Körner, die sich u. d. M. als Diopsid (Malakolit) erweisen. Das Gestein besteht fast ausschließlich aus *Aktinolith*, dessen 0·2—1 mm große längliche Platten und Fasern frisch sind und einen ziemlichen Pleochroismus haben: n_g = grün, blaß blaugrün, n_m = gelblichgrün, n_p = blaßgelb, mit grünlicher Nuance. Die großen *Malakolit*kristalle sind farblose, isometrische Körner, diablastisch, mit Aktinolith ganz durchwachsen, wobei aus ihnen viel Kalzit herausgeschieden ist. Außerdem enthält das Gestein noch wenige abgerundete oder unregelmäßig geformte *Titanit*körner, dann *Magnetit*, endlich fand ich in einem Dünnschliff einige sehr umgewandelte Feldspatkörner (Oligoklas?).

Amphibolschiefer.

Er stammt aus dem östlichen Tienshan, vom Kakpak-Kaitschibulak-Paß an der Ostseite des Terschkei Alatau, westlich von der Kosaken-Stanitza Ohotnitschij. Es ist ein bräunliches Gestein, mit etwas transversaler Schieferung, seine Absonderungsflächen haben einen schwachen Fettglanz.

Seine Struktur liegt zwischen der nematoblastischen und der granoblastischen. Es besteht größtenteils aus durchschnittlich $^1/_4$—$^1/_2$ mm langem, säulenförmig kristallisiertem, grünem oder braungrünem Amphibol, dessen Pleochroismus: n_g = braungrün, bläulichgrün, n_m = blaß gelblichgrün, n_p = hell grünlichgelb, schwach bräunlichgelb ist. Er bildet häufig doppelte, selten mehrfache Zwillinge nach (100). Stellenweise findet sich stengelig-faseriger *Aktinolith*, welcher gewöhnlich schwächer gefärbt ist. Von Einschlüssen sind die mitunter ziemlich zahlreich auftretenden Titanitkörner zu erwähnen. Die Zwischenräume zwischen den Amphibolsäulen sind von ziemlich vielen *Epidot-* und *Klinozoisit*körnern, dann von größeren oder kleineren Körnern von *Titanit* ausgefüllt. Die stets xenoblastischen größeren Epidot- und Titanitkörner messen 0·2 mm, der Titanit erscheint jedoch mehr in käfereierförmigen, gerundeten Körnern, selten in Aggregaten. Dann sind noch sehr kleine Feldspatflocken und etwas größere (bis 0·1 mm), stark zersetzte *Plagioklas*kristalle zu erwähnen (annähernd an Andesin), aus welchen sich hauptsächlich kleine Muskovitblättchen ausgeschieden haben, außerdem auch unendlich kleine Epidotkörner. In minimalen Mengen sind vertreten: *Hämatit, Rutil, Chlorit* und *Kalzit.*

Biotitamphibolschiefer.

Er kommt nach der Sammlung im östlichen Tienshan, in der Nähe des Hauptrückens des Khalik-tau, im obersten Teil des Agias Kain-bulak vor. Es ist ein transversal geschiefertes, grünlichbraunes, bis grünlichschwarzes, sehr dichtes Gestein. Seine Struktur ist porphyroblastisch. Seine Grundmasse ist im großen ganzen lepido-granoblastisch und besteht aus einem Aggregat von Quarz, Biotit und Amphibol, welchem sich noch ziemlich viel Kalzit, Epidot, Titanit und sehr wenig Feldspat, Eisenerz usw. hinzugesellt. Seine xenoblastischen Körner erreichen selten 0·1 mm Größe. Jeder einzelne Gemengteil ist in der Ebene der Schieferung gestreckt, dies ist sogar bei den bis 0·8 mm großen porphyroblastischen Amphibolkristallen der Fall.

Der *Quarz* ist kataklastisch, besonders jene Kristalle desselben,

die in einzelnen grobkörnigen Aggregaten auftreten. Die faltigen Platten des *Biotits* erscheinen ebenfalls hauptsächlich in einzelnen Aggregaten, in welchen die Umrisse der einzelnen Individuen auch nicht immer wahrnehmbar sind. Sein Pleochroismus ist: n_g = tabakbraun, schwarzbraun, grünlichbraun, n_p = sehr blaßgelb, fast farblos. Er ist scheinbar einachsig. An vielen Punkten wird er chloritisch, bei Ausscheidung von Epidot und Titanit. Der *Amphibol* ist sowohl in der Grundmasse, als auch in porphyroblastischer Ausscheidung grün. Der Pleochroismus seiner xenoblastischen zum idioblastischen neigenden Kristalle ist: n_g = bläulichgrün, n_m = grün, gelblichgrün, n_p = sehr blaß grünlichgelb. $n_g \measuredangle c$ mit c um 12°. Zwillinge habe ich nicht beobachtet, die Kristalle sind jedoch mitunter unregelmäßig verwachsen. Als Einschlüsse kommen in ihm fast alle Mineralien vor. Der Epidot tritt als *Pistazit* auf, seine Kristalle sind mitunter idioblastisch, in einem Falle beobachtete ich auch einen Zwilling nach (100). Der Kalzit kommt zwar in der Grundmasse in sehr kleinen, unregelmäßigen Körnchen vor, ist aber vorzugsweise längs einzelner Adern und in Nestern zu finden. Der *Titanit* bildet selbständige, kleinere oder größere xenoblastische Körner oder Einschlüsse von verwittertem Biotit und ist stets farblos. Feldspat ist wenig vorhanden und dann auch meist nicht näher bestimmbar, einige Körner gehören der *Andesin*reihe an, doch sind sie größtenteils wahrscheinlich sauerer: vielleicht ist in diesen winzigen Körnern und Flocken auch Albit vorhanden. Der *Magnetit* ist von minimaler Menge und häufig an hämatitischen, hauptsächlich aus einzelnen winzig kleinen unregelmäßigen Körnern bestehenden Adern und Bändern, mit *Titanit*körnchen vereint, dann *Apatit*, welcher im Amphibol und *Rutil*, welcher im Biotit vorkommt.

Amphibolit.

Der größte Teil des gleichfalls aus der Nähe des nördlichen Hauptrückens des Khalik-tau, am Oberlaufe des Agias herstammenden Amphibolits, besteht vornehmlich aus schwärzlichen, linear struierten, makroskopisch durchschnittlich 1 mm langen, schwarzen, sich in eine Richtung reihenden Amphibolkristallen und nur vereinzelt sieht man darin einzelne weißliche Körner. Auf der einen Seite des Gesteins-Exemplars befindet sich ein graubrauner Einschluß, in welchem bloß einzelne, 2—3 mm lange, seidenglänzende Amphibolsäulen sichtbar sind.

Das Gestein selbst ist ein typischer Amphibolit. *Amphibol* herrscht darin vor, er ist blaß grünlichbraun, seine Kristalle sind xenoblastische Säulen, stets mit gefetzten zerrissenen Umrissen. Es sind nur selten Zwillinge nach der Querfläche (100) vorhanden. Ihr Pleochroismus ist

ziemlich stark und mannigfaltig: n_g = bräunlichgrün, bräunlich grünlichgelb, gelblichbraun, n_m = grün, hell bräunlichgrün, n_p = sehr blaßgelb, sehr hellbraun, manchmal fast farblos. Zuweilen bestehen sie außen aus grünem Amphibol, der jedoch ebenso orientiert ist, wie der innere Teil. $n_g \gtrless$ mit c steigt bis 15°. Sie sind ziemlich frisch, stellenweise beginnen sie aber chloritisch zu werden, besonders an ihrer Oberfläche, manchmal aber auch im Inneren. Häufig umschließen sie abgerundete Quarz- und Feldspatkörnchen. Sonstige Einschlüsse sind: Titanit, Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, mitunter Stäbchen von Ilmenit. In den chloritischen Kristallen ist auch Epidot vorhanden. Der Feldspat ist zum größten Teil in Muskovit umgewandelt, bloß die kleinen Körnchen der einzelnen, auch ursprünglich xenoblastischen Kristalle sind mehr oder weniger frisch erhalten. Infolge der intensiven Umwandlung sind die Spaltflächen verschwunden, stellenweise sind sogar die Zwillingsstreifen verschwommen; wo sie noch sichtbar sind, dort deuten sie vorherrschend die Zwillingsbildung nach dem Albit-, selten nach dem Periklin- und dem Karlsbader Gesetz an. Die näher bestimmbaren Feldspate gehören der *Oligoklas-* und der *Andesin*reihe an. Stellenweise sind sie kataklastisch. Der *Quarz* ist von sehr untergeordneter Menge, tritt hauptsächlich als Einschluß auf, seine kleinen, xenoblastischen, mitunter abgerundeten Kriställchen erhalten reichlich winzig kleine, opake Körnchen.

Eisenerz ist wenig vorhanden, teils *Magnetit*, teils *Ilmenit*, beide sind verwittert. *Rutil*, *Zirkon* gibt es auch wenig, zuweilen kommen diese im Amphibol mit pleochroischen Höfen vor. *Titanit* ist verhältnismäßig viel vorhanden, seine Körnchen sind meist klein, einzelne gut idioblastische Kristalle desselben erreichen jedoch bis 1 mm Größe: dies sind meist spitz-rhombische Durchschnitte. Manche Titanitkristalle sind von eigentümlich lamellösem Gefüge, welches im Großen an polysynthetische Zwillingsbildung erinnert; die einzelnen Lamellen sind zur Basis parallel, ihre Konturen sind jedoch lange nicht so scharf, wie die der zwei Individuen der ebenfalls vorkommenden normalbasischen Zwillingsbildung. Auch die größeren Kristalle weisen einen ziemlich starken Pleochroismus auf: n_g = rotgelb, n_m = blaßgelb, n_p = farblos. Als Einschlüsse sind winzige Rutilnadeln zu erwähnen.

Der in diesem Amphibolit befindliche große Einschluß ist als ein **metamorphes Gabbroidgestein** anzusprechen. In dem Dünnschliffe, welcher aus dem, den Amphibolit unmittelbar berührenden Teil hergestellt wurde, sind hauptsächlich sekundäre Produkte: weißer Glimmer, Kalzit, Chlorit, Epidot, Titanit, in den von anderen Punkten hergestellten

Dünnschliffen auch Augit und Feldspate zu finden. Doch ist in diesem Gesteine auch reichlich Quarz vorhanden.

Feldspat war in dem Gesteine ursprünglich viel vorhanden, so daß derselbe ursprünglich vorherrschend war, doch ist er meist zu weißem Glimmer (Muskovit, Serizit) umgewandelt, wobei sich außerdem noch wenig Klinozoisit, Epidot und stellenweise auch Kalzit gebildet hat. Die noch bestimmbaren Fetzen haben sich als *Labrador-* und *Labradorbytownit*-Plagioklase erwiesen. Zu Diallagit neigender Augit war ebenfalls ziemlich viel vorhanden, doch ist er zu gutem Teile in Uralit übergangen. An der Grenze des Pyroxens und des Feldspates hat sich viel Epidot gebildet. Auffallend ist die große Menge von *Titanit;* seine Form und sein Auftreten ist mit jenem im Amphibolit identisch. In minimaler Menge tritt *Apatit* und *Magnetit* auf.

Der in linsenförmigen oder unregelmäßigen Aggregaten auftretende Quarz ist in hohem Grade kataklastisch, seine größeren oder kleineren Körner reihen sich gezahnt aneinander. In den Quarzaggregaten sind einzelne sehr verwitterte Feldspatkörner, dann Kalzit und Muskovit zu erkennen.

Gabbroschiefer.

Er stammt aus den Kaschgar-Alpen, von dem Felsriff bei dem Zusammenfluß des Ulugart und des Bostanartscha. Er ist in geringem Maße geschichtet, graugrün, an den Absonderungsflächen etwas fettglänzend und man sieht mit freiem Auge darin bloß kleine, mit Limonit überzogene Pyrithexaëder und dunkelgrüne Flecken.

Die Schichtung tritt u. d. M. gut hervor. Das Gestein besitzt porphyroblastische Struktur. Seine Grundmasse besteht überwiegend aus Aktinolith, zu welchem noch Epidot und Saussurit, weniger Quarz, sehr wenig Feldspat und Chlorit hinzutritt. Seine Porphyroblaste sind Amphibolarten: Uralit und Aktinolith.

Der *Aktinolith* erscheint in der Grundmasse in Form von stengeligen Aggregaten oder in kleineren Kristallen. Er ist sehr blaß grünlichgelb, fast farblos, die Größe seiner Kristalle schwankt zwischen 1 μ und $^1/_2$ mm, doch ist ein stufenweiser Übergang zu den porphyroblastischen Individuen zu beobachten, welche bis 2 mm Größe erreichen, ebenso, wie die breiten *Uralit*platten. Der Uralit ist viel einheitlicher und etwas stärker gefärbt, auch ist er pleochroistisch: n_g und n_m = grün, n_p = grünlichgelb. Die Uralitplatten und Aktinolithfasern kommen mitunter auch in 5 mm großen, verfilzten Aggregaten vor, die einheitlichen Uralitplatten gehen an ihren Rändern in stengeligen Aktinolith über. Sowohl der Aktinolith, als auch der Uralit hängt mit den Saussu-

ritaggregaten eng zusammen. Der Epidot erscheint hauptsächlich in sehr kleinen, selten 0·1 mm großen xenoblastischen Körnern, bisweilen in besser ausgebildeten Kristallen. Die Aggregate des *Saussurits* sind mit Ton bedeckt, die in ihnen erkennbaren kristallisierten Elemente sind unendlich kleine Titanitkörnchen, stellenweise kommen darin auch ebenso kleine Epidotkörner vor; die Aggregate sind durch Aktinolithfäden durchzogen und diese häufen sich besonders an den Peripherien an. Der *Quarz* findet sich in einzelnen linsenförmigen Partien, dann auch anderwärts in xenoblastischen, kleinen Körnern. Der wenige Feldspat tritt in kleinen, aber frischen Kristallen auf, gehört zur *Albit*reihe und enthält immer reichlich viele nadelförmige Aktinolithfäden. Der Chlorit ist ein sehr blaßgrüner *Pennin*. Der *Pyrit* kommt in einzelnen Kristallen vor und steckt gewöhnlich in einer Hülle von *Hämatit* oder *Limonit*. Der *Hämatit* erscheint auch in selbständigen großen Kristallen.

Charakteristisch für dieses Gestein ist, daß seine vorherrschenden farbigen Gemengteile, der Amphibol und Epidot, aber auch die Chloritplatten sehr schwach gefärbt sind.

QUARZITE.

Diese kommen nur in geringer Menge vor, sie sind jedoch ziemlich mannigfaltig. Unter ihren Gemengteilen herrscht Quarz vor, doch spielen auch die Glimmer eine ziemliche Rolle.

Kalkiger Serizitquarzit.

Er stammt aus dem Phyllit des Bostanartscha-Passes der Kaschgar-Alpen, u. zw. nördlich vom Atojnok-Gletscher. Er ist weißlichgrau und dünnschieferig, winzig kleine Serizitschuppen sind darin zu sehen. Die Grundmasse des porphyroblastischen Gesteines besteht aus bloß einige μ großen, einander gezahnt berührenden Quarzkörnern, in denen reichlich braune, punktartige Einschlüsse zu beobachten sind. Außer Quarz ist in der Grundmasse noch wenig *Serizit*, dann *Kalzit* und *Hämatit* vorhanden. Die Porphyroblaste sind unregelmäßig geformte Quarzkörner und mitunter scharf *R*-förmige Kalzitkristalle. Stellenweise ändert sich die Struktur, an solchen Punkten besteht das Gestein hauptsächlich aus 1—5 mm lang gestreckten Quarzen.

Muskovitbiotitquarzit.

Der Muskovit-Biotit-Quarzit von der Fundstätte Ütschkepe, bei der Schlucht des Flusses Ges, in dem südlichen Teile der Kaschgar-Alpen ist ein geschichtetes, dichtes Gestein, in welchem weißlich glänzende Quarzkörner, an den Absonderungsflächen Muskovit- und Biotitblättchen sichtbar sind.

Seine Korngröße ist durchschnittlich 0·1—0·5 mm, er besteht vorwiegend aus *Quarz*, dessen nicht immer undulös auslöschende Körner in der Richtung der Schieferung etwas gestreckt sind und einander zumeist mit geraden Flächen berühren. Sie sind rein, doch finden sich in ihnen häufig Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse. Die übrigen Mineralien wechsellagern gewöhnlich in regelmäßigen kleinen Schichten mit dem Quarz, so daß auf $^1/_4$—$^1/_2$ mm mächtige Quarzschichten jeweils nur einige μ breite Reihen dieser Mineralien folgen, doch kommen sie auch in den Quarzkörnern und zwischen denselben vor. Das meiste dieser anderen Mineralien ist Glimmer u. zw. *Muskovit*, welcher an mehreren Punkten serizitisiert ist; *Biotit* ist in geringerer Menge vorhanden. Der Biotit ist braun, sein Pleochroismus: n_g = schwärzlichbraun, n_p = lichtgelb. In vielen Fällen ist er zu *Pennin* umgewandelt, wobei sich wenig Eisen ausgeschieden hat. Ziemlich häufig, obwohl im Vergleich zu den vorigen sehr untergeordnet ist *Epidot* in farblosen Körnern, vorzugsweise neben dem Pennin oder in dessen Nähe ebenso auch *Titanit* ausgebildet. Der *Magnetit* kommt in minimalen Mengen, jedoch in wohlgestalteten Kristallen vor, zuweilen auch im Quarz, in Gesellschaft von *Zirkon* und *Apatit*. *Granat* kommt nur in einzelnen Körnern vor, seine blaßgelben Kristalle werden von Glimmerblättchen kreuz und quer durchsetzt. Auch *Turmalin* tritt sehr sporadisch auf, seine säulenförmigen Kristalle sind zonär, der äußere Teil ist stärker gefärbt: ε = gelblichbraun, ω = dunkelblau; im inneren Teil: ε = blaß bräunlichgelb, ω = grün. Die Farbe von ε ist also bei beiden Zonen fast dieselbe. Es ist noch ein wenig *Kalzit* zu erwähnen, als sporadisches Häutchen zwischen den Quarzkörnern.

Gneisquarzit.

Ein vom Kiakbaschi-Pamir 3 Km westlich vom Kokmojnok stammendes, weißlichgraues, gut geschichtetes Gestein, kleinkörnig. Zwischen den Muskovitblättchen an seinen Absonderungsflächen ist hie und da auch ein Biotitblättchen zu sehen.

Seine Struktur ist granoblastisch, die Korngröße durchschnittlich

0·3—1 mm. Der größte Teil besteht aus *Quarz*körnern, welche nur wenig kataklastisch, isometrisch oder etwas nach der Länge gestreckt sind, sich mitunter gezähnt aneinander fügen, außerdem ebenfalls sporadisch auch in die Feldspatblättchen hineinragen. Der Feldspat, u. zw. *Orthoklas, Albit* und *Oligoklas* ist ziemlich frisch, obwohl sich darin hie und da auch winzig kleine serizitische Produkte finden; sein Habitus ist jenem des Quarzes ähnlich, doch tritt er sehr untergeordnet auf. Glimmer ist viel mehr vorhanden, hauptsächlich Muskovit, dessen frische und gesunde Platten gewöhnlich in kleineren oder größeren Gruppen, längs der Schichtchen zu finden sind. Der vorhandene wenige *Biotit* ist größtenteils zu Chlorit umgewandelt, wobei sich viel Eisenerz und wenig Titanit ausschied. Der Pleochroismus der frischen Blättchen ist sehr stark: n_g = rötlichschwarz, dunkelbraun, n_p = sehr blaß gelblichbraun, fast farblos. Mit der Chloritisierung schreitet auch Entfärbung einher, indem ein serizitähnlicher, zerfaserter, fetziger weißer Glimmer zustande kommt. Außerdem ist noch das Vorkommen von wenig *Apatit, Turmalin* und *Epidot* zu erwähnen.

GLIMMERSCHIEFER.

In der Sammlung von Dr. Prinz finden sich nur wenig echte Glimmerschiefer, auch dies sind größtenteils Muskovitbiotitschiefer.

Muskovitbiotitschiefer.

Dieses Gestein kommt nach der Sammlung im zentralen Tienshan, im östlichen Teile des Dschitim tau, im Kuntalatale, in den Kaschgar-Alpen, im Bostanartschatale, am Kiakbaschi-Pamir im Kuntibestale, 2 Km ober dem Dscholbeles vor. Es sind braun-schwärzlichbraune (mit Ausnahme jenes von Kuntala), gefaltete, dünnschieferigblättrige Gesteine, ihre Absonderungsflächen werden durch Muskovit und Biotit gebildet, in dem Gestein von Kuntala ist auch wenig Kalzit zu sehen, in jenem von Bostanartscha aber einzelne Quarzadern. Im Querbruch sind sie sehr feinkörnig.

Ihre Struktur ist z. T. lepidoblastisch, z. T. granoblastisch, das Gestein von Bostanartscha hat helizitische Struktur. Ihre Korngröße beträgt 0·1—1 mm, doch kommen auch 3 mm große Muskovitblättchen vor.

Sie bestehen vorwiegend aus Quarz, Muskovit und Biotit. *Quarz* kommt in den Gesteinen von Kuntala und von Kuntibes in etwas bedeutenderer Menge vor als die Glimmer, während er in dem von Bosta-

nartscha in den Hintergrund tritt. Nur im Gestein von Bostanartscha ist er mehr kataklastisch, wo die langgestreckten Quarzkristalle hauptsächlich in einzelnen Schichtchen angeordnet auftreten, welche ebenso gefaltet sind, wie die glimmerigen Schichten. Unter den gewöhnlich gerundeten Quarzkörnern der Vorkommen von Kuntala und Kuntibes sind bloß die größeren einigermaßen kataklastisch. Unter den Glimmern ist brauner, rotbrauner Biotit vorwaltend, welcher ziemlich frisch, nur mitunter zersetzt (Bostanartscha), chloritisch oder entfärbt ist. Sein Pleochroismus ist wechselnd: n_g = dunkelrotbraun, braunschwarz oder dunkelbraun, n_p = licht grünlichgelb, blaßgelb. Bei der Chloritisierung hat sich daraus auch Eisenerz ausgeschieden. Die Blättchen sowohl des Biotits als auch des Muskovits sind gewöhnlich xenoblastisch, doch kommen, besonders unter den kleineren, auch idioblastische vor. Sie sind mehr oder weniger runzelig, mitunter sogar zusammengefaltet.

Feldspat ist wenig vorhanden, u. zw. in den Gesteinen von Bostanartscha und von Kuntala: *Oligoklas*, *Oligoklasandesin* und *Andesin*, mehrfache Albitzwillinge, während in dem Gesteine von Kuntibes *Orthoklas* und Albit vorkommt. Die Feldspate sind abgerundet oder eckig, und immer xenoblastisch. *Magnetit* ist im Gestein von Bostanartscha sehr viel vorhanden, mitunter in bis 1 mm großen länglichen Kristallen, zumeist aber in kleinen Körnern; er ist etwas limonitisch. *Hämatit* ist sehr selten, er kommt in blutroten Aggregaten vor. *Apatit* ist auch nur wenig vorhanden, doch erreicht er mitunter eine ansehnliche Größe, in Form von 0·5 mm großen Kristallen. Minimal ist auch die Menge des *Zirkons* in kleinen eckigen oder abgerundeten Körnern, des *Rutils* in winzigen Nadeln, des *Turmalins*, in blaugrünen Säulen, und des *Titanits*, in den zersetzten Biotiten oder in deren Nähe; mit diesem zusammen tritt auch *Epidot* auf.

*

Als eine Abart dieser Glimmerschiefer ist jener **sillimanitische Glimmerschiefer** zu betrachten, welcher am Kiakbaschi-Pamir, am Ufer des Tschakkaragl-Sees gesammelt wurde, und ein blättrig-schieferiges schwärzlichbraunes Gestein darstellt, an dessen Absonderungsflächen viel Biotit und weniger Muskovit zu sehen ist.

Es ist ein hochgradig kataklastisches Gestein. Seine Struktur ist lepidoblastisch. Es besteht vorwiegend aus Quarz und Biotit, welchem sich noch wenig Muskovit, Sillimannit und Feldspat hinzugesellt. Als Gneis kann es wegen dem geringen Gehalt an Feldspat nicht bezeichnet werden. Die Gemengteile sind alle länglich, der Feldspat nähert sich

noch ehestens der isometrischen Form. Der Feldspat ist durchschnittlich $^1/_2$—1 mm groß, die übrigen Gemengteile erreichen bis 2—4 mm Länge.

Die gebogenen, oft bandartigen Kristalle des *Quarzes* enthalten häufig winzige Ferritkörner, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse. Der braune *Biotit* sowohl, als auch der *Muskovit* kommt in gebogenen, gefalteten, ineinander übergehenden Platten vor, die häufig mit einander parallel verwachsen. Der Pleochroismus des Biotits ist: n_g = dünkler gelblich- oder rötlichbraun, n_p = sehr blaß gelblichbraun, häufig sind darin pleochroistische Höfe um den *Titanit* oder *Zirkon* herum, auch enthält er häufig ebenso abgerundete Quarzkörner wie der Muskovit. Der Biotit wird mitunter chloritisch, der Muskovit serizitisch. Der Feldspat ist in folgenden Arten vertreten: *Orthoklas, Mikropertit, Oligoklasandesin* und *Andesin;* sie sind immer frisch. Sillimannit findet sich nur sporadisch, in Form von sehr dünnen, nadelförmigen Kristallen, mit welchen alle übrigen Mineralien umnetzt erscheinen, seltener sind einzelne größere Massen, faserige Aggregate. Außerdem kommt noch ziemlich viel *Magnetit* und wenig *Apatit* vor.

Das beschriebene Gestein ist als ein Übergangsglied von den Biotitglimmerschiefern zu den Sillimannitgneisen zu betrachten. Vom normalen Typus weicht es durch seinen Muskovitgehalt ab.

Chloritischer Serizit-Glimmerschiefer.

Es stammt aus dem zentralen Tienshan, aus dem nördlichen Teil des Taragaj sürt, vom Ufer des östlichen Djamanitschke-Flusses. Es ist ein braunes, dünnschieferiges Gestein, an seinen Absonderungsflächen silbergrau und seidenglänzend; hier ist hauptsächlich weißer Glimmer zu sehen, während im Querbruch Quarz hervortritt.

Seine Struktur ist wechselnd: im allgemeinen jedoch porphyroblastisch. Die Menge des Quarzes und des Serizits ist annähernd gleich. Die Größe der kataklastischen, gezahnt umrandeten, zertrümmerten *Quarz*körner steigt von 20 μ bis 1 mm, seine größeren Körner häufen sich stellenweise an und bilden dann eine granoblastische Masse. Zuweilen sind sie in der Richtung der Schichtung gestreckt. Seine Einschlüsse sind Serizitschuppen, Kalzitkörner, selten Flüssigkeit und Gas. Die Größe des Serizits ist jener des Quarzes ähnlich, seine xenoblastischen Schuppen und Fasern sind niemals gleichmäßig. Die Achsenöffnung ist wechselnd, höchstens ca 40°. Chlorit ist ziemlich viel vorhanden, größtenteils *Pennin*, doch gibt es auch einzelne wohlgestaltete Klinochlorplatten. Der Chlorit ist gewöhnlich mit Serizit oder mit Epidot

vergesellschaftet, doch kommt in seinen Aggregaten auch Titanit und Hämatit vor. Der Klinochlor ist in der Richtung n_g = sehr blaßgelb, in der Richtung n_p = gelblichgrün. Die übrigen Gemengteile sind: *Mikroklin*, *Magnetit*, *Hämatit*, *Titanit* und *Kalzit* in minimalen Mengen, *Epidot* etwas mehr.

Gneise.

Petrographisch und habituell sind in dem gesammelten Material mehrere Arten von Gneis zu unterscheiden.

Serizitalbitgneis.

Er kommt in der Naryngegend, im Újürmengebirge vor, wo an dem Bogüschti-Paß und in dem von demselben herabziehenden nördlichen Bogüschtital mehrere Varietäten desselben zu finden sind. Neben dem Normaltypus gibt es hier kalkig chloritischen Serizit-Albitgneis und auch chloritisch aktinolithischen Serizit-Albitgneis. Es sind dünnschieferige, geschichtete, stark gefaltete, graubraune oder grünlichgraue Gesteine mit schwachem Seidenglanz, in dem einen sind auch quarzige Adern zu beobachten.

Sie haben eine helizitische Textur und porphyroblastische oder lepidoblastische Struktur, im ersteren Falle ist die Grundmasse granoblastisch oder lepidoblastisch. Die Hauptgemengteile sind: Quarz, Serizit, Albit, zu welchen noch hie und da ziemlich viel Aktinolith, Pennin, Klinozoisit und Kalzit hinzutritt. Die Verteilung dieser Mineralien ist sehr unregelmäßig. In dem Gestein des Bogüschti-Passes findet sich auch viel kohlige Substanz. Die Korngröße beträgt im Durchschnitt 0·5 mm, die Albit-Porphyroblaste erreichen aber bis 4 mm Größe.

Der *Quarz* ist in langgestreckten oder in isometrisch xenoblastischen Körnern vorhanden, in mehreren Fällen kataklastisch. Stellenweise kommt er in größeren Gruppen vor, wo sich dann seine Körner gewöhnlich gezahnt aneinander reihen. Er ist wasserhell oder mit Einschlüssen erfüllt, indem er in größerer Menge besonders Rutil, Serizit, Aktinolith und winzig kleine, opake Körner enthält. Der *Albit* ist meist porphyroblastisch, kommt aber auch in der Grundmasse vor. Seine frischen, xenoblastischen Kristalle sind entweder einfache Individuen, selten kommen in einzelnen breiten Platten auch wenige feine Albit-Zwillingsriefe vor, mitunter ist auch Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten. Sie enthalten gewöhnlich Einschlüsse von viel abgerundetem Quarz, dann Glimmer, Aktinolith, Chlorit usw., so daß mitunter Siebstruktur wahrzunehmen ist. Einzelne Albitkristalle

sind eigentümlich, der mikropegmatitischen Verwachsung ähnlich, mit Kalzit verwachsen. *Albitoligoklas* und *Oligoklas* sind sporadisch. Der grünliche oder farblose *Serizit* bringt mit Chlorit und mit kohliger Substanz die helizitische Textur zum Ausdruck, er kommt meist in kleineren oder größeren Aggregaten in besonderen, hin- und hergebogenen Schichten vor. Er ist stets faltig, sein Achsenwinkel schwankend, aber höchstens 40°. Der *Pennin* erscheint z. T. in breiteren kleinen Platten, z. T. in strahligen Aggregaten. An den besser ausgebildeten Platten ist auch der Tschermak'sche Zwilling zu beobachten. Sein Pleochroismus ist verschieden, bald sehr schwach, bald stärker ausgeprägt, u. zw.: n_g = farblos oder blaßgelb, blaß grünlichgelb, n_p = blaßgrün, grün, mitunter etwas bläulich. In den Chloritaggregaten kommen mitunter auch Biotitfetzen vor.

Aktinolith ist in dem einen Gestein von Bogüschti ziemlich reichlich vorhanden, seine kleinen stengeligen Kristalle durchsetzen häufig mehrere Feldspat- und Quarzkristalle, so daß dadurch besonders der Feldspat stellenweise, wo er nämlich im Querschnitt zu sehen ist, siebförmig erscheint. Er gesellt sich mit Vorliebe dem Chlorit bei. Seine mitunter zu faserigen Aggregaten vereinigten blaßgrünen Kristalle weisen schwachen Pleochroismus auf: n_g = blaß bläulichgrün, n_m = blaßgrün, mitunter mit einem Stich ins Gelbliche, n_p = blaß grünlichgelb; $n_g \wedge c$ ca 16°. Der *Klinozoisit* ist in dem aktinolithischem Gestein in kleinen Mengen zu finden; seine lavendelblaue Interferenzfarben aufweisenden, sehr kleinen xenoblastischen Körner und plattenförmigen Durchschnitte sind etwas gelblich oder farblos und mit dem Pennin vergesellschaftet. Der Kalzit ist in dem einen Gestein von Bogüschti in ziemlicher Menge vorhanden, seine 1½ mm großen, zwillingsgestreiften Kristalle umschließen oft viel gerundete Quarzkörner.

Titanit enthält das aktinolithische Gestein ziemlich viel, er ist farblos oder etwas gelblich, seine mitunter 0·8 mm großen Körner sind zuweilen nach der Basis gestreift und besitzen infolge der zahlreichen Einschlüsse von Quarz, Muskovit usw. Siebstruktur; anderwärts sind seine kleineren Körner in den Penninaggregaten oder in der Nähe solcher zu finden. Die sporadisch vorhandenen frischen, idiomorphen *Magnetit*kristalle erreichen bis 0·2 mm Größe. Es ist auch wenig *Hämatit* vorhanden. Der *Rutil* begleitet die Gemengteile in größeren Aggregaten, seine unendlich feinen nadelförmigen Kristalle erscheinen oft opak, doch gibt es auch größere, die dann häufig knieförmige Zwillinge bilden. *Apatit* kommt stellenweise reichlich vor. Dann ist noch wenig blaugrüner *Turmalin* und wenig *Zirkon* zu erwähnen.

Kohlige Substanz ist nur in dem einen Gestein vorhanden, welches

sich den Albitphylliten nähert, doch auch hier nur in geringer Menge. Diese Substanz ist gewöhnlich in Form von zusammengefalteten Bändern zu sehen.

*

Infolge seiner großen Ähnlichkeit und der Übereinstimmung seiner Mineralgemengteile ist ein **porphyroid**artiges (recte porphyritoid-artiges) Gestein hierherzustellen, das aus den Kaschgar-Alpen, vom Laufe des Koschoj su in die Sammlung gelangte. Dieses Gestein ist als ein kalkiger Serizit-Albitgneis aufzufassen und als solcher ein Glied der oberen kristallinen Schiefer, deren Merkmale es auch zur Schau trägt. GRUBENMANN stellt solche metamorphe Schiefer zu den *Serizit-Phylliten*, doch ist in dem vorliegenden Porphyritoid die Menge des Feldspates ganz bedeutend.

Es ist ein bräunliches, dünnblättrigschieferiges Gestein, mit grauem Seidenglanz an den Absonderungsflächen. Mit freiem Auge sieht man darin einzelne kleine Knoten, selten isometrische Quarz- und funkelnde Feldspatkörner, ferner bald dünnere, bald breitere Kalzitstreifen. U. d. M. erscheint die Schieferung im Querschliff des Gesteines vorzüglich ausgebildet, denn von den regelmäßig wechselnden kalkigen Schichten abgesehen, sind auch die Mineralien der Grundmasse ausnahmslos in der Ebene der Schichtung angeordnet. Die Struktur ist porphyroblastisch.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Quarz, dessen Körner kaum einige μ, selten 0·1 mm messen, isometrisch oder etwas länglich sind und stellenweise wie eine Perlenreihe parallel zu einander in der Schichtungsfläche liegen. Die meist hämatitischen, reichlich vorhandenen, 0·2 mm großen *Magnetit*kristalle, die hauptsächlich in gesonderten Schichtchen zu finden sind, wo sie durch den ganzen Dünnschliff hindurch als nur wenig unterbrochene Bänder hervortreten, sind gestreckt. Die sehr dünnen *Serizit*blättchen erscheinen im Querschliff in Form von kleinen Fasern. Der Serizit tritt in den Dünnschliffen parallel zur Schichtung schärfer hervor.

Porphyroblastische Mineralkörner sind ziemlich reichlich vorhanden u. zw.: *Quarz*, etwas mehr Feldspat der *Albit-*, seltener der *Oligoklas*reihe. Die Quarzkristalle nähern sich dem idioblastischen, sie besitzen im großen ganzen ziemlich scharf umrandet, doch erscheinen sie bei näherer Untersuchung fetzig und erinnern häufig an die Minerale der umkristallisierten Gesteine. Ihre Größe schwankt zwischen $^1/_4$—1 mm, sie treten also aus der sehr dichten Grundmasse gut hervor. Sie sind kataklastisch, ihre Auslöschung ist undulös, sie sind ge-

streift, sogar zertrümmert und von mitunter nach gewissen Richtungen orientierten Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen erfüllt, die zuweilen eine negative Kristallform aufweisen, welche Form aber mit der anscheinend idiomorphen Form des Kristalls nicht immer übereinstimmt. Stellenweise zeigen sie eine schwache, segmentartige Einbuchtung, auch gibt es Einschlüsse, die ursprünglich Teile der Grundmasse gewesen sein dürften. Die Feldspate sind mehr nur Bruchstücke, besitzen jedoch deutliche, scharfe Konturen und bilden häufig Zwillinge nach dem Albit- und dem Karlsbader-, seltener nach dem Periklin-Gesetz. Dann gibt es noch einige größere *Kalzit*körner.

Kalkige Schichtchen und Partien bestehen aus zwillinggestreiften, langgestreckten, reinen, nur stellenweise etwas tonigen *Kalzit*kristallen und *Feldspat* (Oligoklas, Albit)-Grus, welchen sich weniger *Quarz, Turmalin* und *Magnetit* hinzugesellt. In diesen finden sich dann *Ton*stücke mit *Titanit*körnern und *Rutil*nadeln.

Epidotalbitgneis.

Dieser ist durch zwei Stücke vertreten. Das eine stammt aus dem Üjürmengebirge, aus dem am Ostrande des Atbaschibeckens gelegenen Keltebuktale. Es ist ein grünliches, dichtes Gestein, in dessen glimmerreicher Grundmasse viel isometrische, weißliche Feldspatkristalle auftreten. Das andere stammt aus dem N-lichen Teile der Kaschgar-Alpen, aus dem Karaarttale und ist ein dünkleres, grünes, feinkörniges, geschichtetes Gestein, in welchem sich ein 9 mm großer, limonitischer Pyrithexaeder befindet, welcher von Quarz umgeben ist. Beides ist chloritischer Epidotalbitgneis.

All diese sind von porphyroblastischer Struktur. Ihre Grundmasse ist fein granoblastisch. Vorherrschend ist Epidot und Albit, welche auch als porphyroblastische Minerale auftreten, in viel geringerer Menge tritt Pennin und Quarz auf. Diese Hauptgemengteile sind in dem Gestein von Keltebuk sehr ungleichförmig verteilt, indem in einem Dünnschliff eines Teiles dieses Gesteins z. B. sehr viel Epidot vorhanden ist, während derselbe im Dünnschliff eines anderen Teiles untergeordnet auftritt. Die Korngröße der Grundmasse schwankt zwischen einigen μ und 0·1 mm, die der Porphyroblaste erreichet bis 3 mm Größe.

Der *Epidot* ist sehr blaß, seine Kristalle sind xenoblastisch oder sich dem idioblastischen nähernd, säulenförmig; außer Feldspat kommen in ihm alle Mineralien als Einschlüsse vor. Der *Albit* ist frisch, von seinen zwillingsgestreiften oder einfachen, breiten Kristallen sind einzelne gut idioblastisch, ihre Ränder sind jedoch zerrissen und sie enthalten

viel Einschlüsse. Der *Pennin* ist von derselben Erscheinung, wie in den vorbeschriebenen Gesteinen, nur ist er mehr gefärbt: n_g = lichtgelb, n_p = dunkelgrün. *Quarz* ist wenig vorhanden, er tritt in kleineren isometrischen Körnern oder in Einschlüssen, selten in größeren kataklastischen Körnern auf. Der weiße Glimmer ist schon häufiger, er tritt im Gestein von Keltebuk als *Serizit*, im jenen von Karaart als *Muskovit* auf, in beiden als Einschluß im Feldspat ähnlich wie der *Aktinolith* im Gestein von Keltebuk, der aber auch frei, in größeren stengeligen, strahligen Aggregaten, mit stark gefärbten Kristallen auftritt: n_g = blaß bläulichgrün, n_m = blaßgrün, n_p = blaß gelblichgrün.

In diesem Gestein ist auch noch wenig *Titanit*, z. T. in Aggregaten aus winzigen kleinen Körnchen, z. T. aus einzelnen größeren xenoblastischen Kristallen, dann *Magnetit*, *Rutil*, *Zirkon*, *Apatit* und sich stellenweise anhäufender *Kalzit* vorhanden. Der Kalzit erscheint entweder in größeren und reinen, zwillingsgestreiften Kristallen oder als Einschluß in frischen Feldspaten, oder aber in sehr kleinen, mit Ton vermengten Aggregaten. Im Gesteine von Karaart ist auch *Pyrit* vorhanden, dann bläulichgrüner *Turmalin* und außerdem ein ovaler, scharf begrenzter granoblastischer Einschluß von 2 mm Größe, der aus winzigen Körnern von Epidot und aus Quarz und Kalzit besteht.

Augengneis.

In dem aus den Kaschgar-Alpen von der zwischen dem Djagos und Ütschkepe befindlichen Schlucht des Flusses Ges stammenden, grauen Biotit-Augengneis befinden sich reichlich grauweiße, 4—16 mm große Feldspatkristalle, welche aus dem ansonsten feinkörnigen Gestein in Form von Augen hervortreten. Die Schichtung ist ziemlich gut ausgebildet.

Das Gestein ist von lentikularer Textur und porphyroblastischer Struktur. Unter den Gemengteilen überwiegt Quarz, dessen sehr kataklastische zersprungene Körner u. a. sehr viele Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse führen und mitunter gezähnt sind. Ihre Größe schwankt zwischen 0·5—1 mm. Die Feldspatkörner — z. T. *Orthoklas*, *Oligoklas* und *Andesin* — besonders aber die porphyroblastischen *Mikropertit*körner sind auch kataklastisch, sie haben eine undulöse Auslöschung und sind zertrümmert, enthalten häufig abgerundete und längliche Quarzeinschlüsse. Es ist auch eine mikropegmatitische Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat zu beobachten. Die Plagioklase sind stets mehrfache Zwillinge nach dem Albit-, mitunter nach dem Periklin- und dem Karlsbader Gesetz. Sie sind ziemlich frisch, zuweilen hat sich jedoch

aus ihnen weißer Glimmer ausgeschieden. *Biotit* ist reichlich vorhanden, seine dünnen, runzeligen Platten sind ihrer Länge nach n_g = bräunlichschwarz, quer: n_p = hell grünlichgelb, im allgemeinen frisch, beginnen nur stellenweise chloritisch zu werden, wobei sich *Titanit, Epidot* und *Magnetit* ausscheidet. Außerdem kommt noch wenig *Rutil, Zirkon, Apatit,* dagegen viel mehr *Granat* in blaßgelben xenoblastischen Körnern vor, deren Größe bis 0·4 mm erreicht.

Biotitgneis.

Dieser stammt aus der Naryngegend im zentralen Tienshan, aus dem unteren Karakoltale, an der Ostlehne des Karagaj tau. Es ist ein graubraunes, geschichtetes Gestein, mit etwas transversaler Schieferung. An seinen Absonderungsflächen sieht man besonders in einer Richtung orientierte, mitunter bronzglänzende Biotitplatten und Quarz,- sowie Feldspatkörner.

Er ist von granoblastischer Struktur, vorherrschend ist *Quarz,* dessen kataklastische Körner sich gezahnt sowohl an einander als auch an die benachbarten Mineralien fügen; stellenweise gibt es jedoch auch isometrische und einander mit geraden Linien berührende Quarzkörner. *Plagioklas* der *Oligoklas-* und *Andesin*reihe ist ziemlich viel vorhanden, seine Kristalle sind zumeist zwillingsgestreift, neben ihnen tritt der wenige *Orthoklas* sehr in den Hintergrund. Die durchschnittliche Größe der Quarz- und Feldspatkörner beträgt 0·3—1 mm. Der ebenfalls in ansehnlicher Menge vorhandene braune *Biotit* tritt in ebenso großen xenoblastischen Platten auf, doch kommen auch solche von 1·5 mm Größe vor. Zu erwähnen sind noch kleine Mengen von *Magnetit, Titanit, Apatit* und *Rutil,* dann eine bedeutende Menge von *Kalzit* in ziemlich reinen, zwillingsgestreiften Kristallen.

In dem Gestein befindet sich ein einschlußartiger Knoten, mit ziemlich scharfen Konturen, der aus *Epidot* und *Klinozoisit,* nebst hie und da einer Biotitplatte besteht.

Biotitmuskovitgneis.

Solche Gesteine gelangten aus dem östlichen Tienshan, aus der Gegend Tschedschin bulak, aus der Nordseite des Khalik-tau und aus dem zentralen Tienshan, aus dem zwischen Üjürmen-tau und Karagaj tau gelegenen Atbaschitale zutage. Sie sind gelblichbraun-graubraun, dünnschieferig oder blättrig. Ihre makroskopischen Mineralien sind an den Absonderungsflächen durchschnittlich 3—4 mm große Muskovit-

und Biotitplatten (einzelne Muskovitplatten erreichen bis 10 mm Größe), doch fallen auch einzelne Quarz- und Feldspatkörner von 1—3 mm besonders im Querbruch des Gesteines auf. In dem Gestein von Tschedschin kommt Quarz und Feldspat auch in kleineren Linsen vor.

Das Gestein von Tschedschin ist lepido-granoblastisch, das von Atbaschi porphyroblastisch, seine Grundmasse ist granoblastisch, stellenweise lepidoblastisch, nämlich dort, wo sich die Glimmer anhäufen. Die Hauptgemengteile: Quarz, Feldspat und Glimmer sind im Gestein von Atbaschi beiläufig in gleichen Mengen ausgebildet, in jenem von Tschedschin tritt sowohl der Quarz als auch der Biotit in den Hintergrund.

Der *Quarz* ist ausnahmslos kataklastisch und kommt entweder in kleineren, rundlichen Körnern als Einschluß der übrigen Mineralien (Tschedschin), oder in einzelnen, gezähnten Körnern vor. Unter den Feldspaten ist der der *Albit-* und *Oligoklas*reihe zugehörige Plagioklas porphyroblastisch und nähert sich nur stellenweise der idioblastischen Form, im übrigen sind die Feldspate xenoblastisch, so auch in der Grundmasse. Sie sind infolge der massenhaften Quarzeinschlüsse wahrhaft von Siebstruktur. Der Plagioklas des Gesteines von Tschedschin ist basischer: *Andesin* und *Andesinoligoklas*. *Orthoklas* tritt in geringen Mengen in beiden Gesteinen auf. Die dünnen Blättchen des *Muskovits* sind gefaltet, stellenweise hin- und hergebogen (Atbaschi). Der braune und rotbraune *Biotit* ist nur an wenigen Stellen frisch, häufiger chloritisch. *Epidot* (gelblicher Pistazit) kommt in recht guten idioblastischen Kristallen nicht nur in den chloritischen Aggregaten, sondern auch frei vor, er weist mitunter auch Pleochroismus auf: n_g = lebhaftgelb, n_m = blaßgelb-grünlichgelb, n_p = sehr blaß grünlichgelb-farblos. Die Größe der *Titanit*aggregate erreicht mitunter 1 mm, die Kristalle sind xenoblastisch und fast farblos. Dann ist noch ziemlich viel *Rutil* vorhanden, mitunter in regelmäßigen knieförmigen Zwillingen, wenig *Zirkon*, *Hämatit*, minimal *Apatit*, blaßgelber *Granat* und bläulichgrüner *Turmalin*.

Sillimanitgneis.

Der vom Koschbel-Paß (Ursprung des Ges an der NW-Lehne des Gebirges), aus den Kaschgar-Alpen gesammelte Sillimanitgneis ist ein graubraunes, ungeschichtetes, dichtes Gestein, in welchem mit freiem Auge funkelnde Blättchen von Biotit und Muskovit und seidenglänzende Faserbündel von weißem Sillimanit zu sehen sind.

Er besitzt granoblastische Struktur, seine Hauptgemengteile sind:

Biotit und Sillimanit, viel weniger Muskovit, Quarz und Feldspat und in noch geringerer Menge Kordierit.

Die feinen Fasern des Sillimanits treten im ganzen Gestein allenthalben auf, an einzelnen Stellen häufen sie sich zu 3—4 mm großen Aggregaten an, doch bilden sie auch hier keine zusammenhängenden Kristalle, sondern sie bestehen aus gesonderten Haufwerken kleinerer, garbenartig-faseriger Bündel. Die 0·5—1 mm großen xenoblastischen Blättchen des *Biotits* und des *Muskovits* werden von den Nadeln und Fäden des Sillimanits kreuz und quer durchsetzt und schließen außerdem viel abgerundeten Quarz ein. Der Biotit ist rot, sein Pleochroismus: n_g = orangerot, braunrot, n_p = blaßgelb; im übrigen kommen darin viele Titanitkörner mit pleochroistischen Höfen vor.

Der *Quarz*, Feldspat und *Kordierit* tritt in 0·1—0·5 mm großen isometrischen Körnern auf, letzterer ist auch häufig abgerundet. Eine Kataklase ist niemals wahrnehmbar. Der bestimmbare Feldspat erwies sich als *Orthoklas, Albitoligoklas* und *Oligoklas*. Als häufiges Mineral tritt *Graphit* in kleinen, scharf sechsseitigen Kristallen und ovalen Körnern auf, auch kommt *Rutil* und *Zirkon* vor.

GRANULIT.

Der im östlichen Tienshan, im Tschekirtetal des Khalik-tau vorkommende Granulit ist ein blaßgelbliches, sehr feinkörniges Gestein, an dem auch etwas Schieferung wahrzunehmen ist.

Dieses Gestein besteht hauptsächlich aus Feldspat und Quarz zu beiläufig gleichen Teilen. Seine Korngröße ist durchschnittlich $^1/_2$ mm, seine Struktur granoblastisch.

Der *Quarz* ist zwar xenoblastisch, nähert sich aber der isometrischen und sogar nur gerundeten Form. Der Feldspat ist hauptsächlich *Orthoklas, Albitoligoklas* und *Albit*, es ist aber auch viel *Mikroklin* vorhanden. Die Albite sind etwas zersetzt, der Orthoklas und Mikroklin dagegen frisch. Der Mikroklin hat Gitterstruktur, die anderen Plagioklase bilden sporadisch mehrfache Albitzwillinge. Es kommt, wiewohl selten, auch Mikropertit vor. *Biotit* war ursprünglich nicht viel vorhanden, auch dieser ist fast ausnahmslos bei geringer Ausscheidung von Eisenerz in Pennin umgewandelt worden. Der *Magnetit* tritt in scharf umgrenzten, regelmäßigen Durchschnitten und mitunter in 0·7 mm großen Kristallen auf. Stellenweise wird er hämatitisch, doch entsteht daraus mitunter auch Titanit. Dann ist noch der häufige, in idioblastischen kleinen Kriställchen auftretende *Zirkon*, der *Apatit* und der diesem sehr ähnliche, aber viel größere *Zoisit* zu erwähnen.

In den kleinen chloritischen Aggregaten, aber auch an anderen Punkten habe ich in Gesellschaft von Magnetitkristallen, mit diesen verwachsen einige Kristallkörner eines eigentümlichen, rötlichen Minerals gefunden. Von diesen Kristallen sind einige μ bis 0·2 mm groß, als Säulchen oder in Körnern ausgebildet und ziemlich scharf umgrenzt. Die Säulchen sind der Länge nach (n_g) rotbraun, quer, (n_p) gelblichrötlich-blaßbraungelb. Ein orientierter Schnitt fand sich in keinem der vom Gestein angefertigten Dünnschliffe, die gesamten Eigenschaften deuten jedoch auf eine Art von Epidot. Einzelne sind mit einem Kranz von Titanit umrahmt.

*

Wenn man nun die hier behandelten kristallinischen Schiefer aus dem Gesichtspunkte der Grubenmannschen Systematik betrachtet, so findet man, daß hier, mit Ausnahme der Gruppen des Jadeit, des Chloromelanit und der Aluminiumoxyde, jede Gruppe vertreten ist. Was die Zonen anbelangt, so gehören die meisten Gesteine der obersten Zone der kristallinischen Schiefer an, doch hat auch die mittlere Zone ziemlich viel Vertreter, während in die unterste Zone bloß zwei Gesteine gehören, wobei die Zugehörigkeit des einen, des Sillimanitgneises, wegen seines Muskovitgehaltes fraglich ist. Betreffs der Einteilung muß noch folgendes bemerkt werden: Der Biotit-Muskovitgneis von Albaschi nähert sich den alkalischen Feldspatgneisen. Sowohl zwischen den Glimmerschiefern, als auch zwischen den Serizit-Albitgneisen finden sich Vertreter sowohl der Gruppe der Alkali-Feldspatgneise, als auch der Tonerde-Silikatgneisgruppe. Der Chloritschiefer von Ulugart ist ein Magnesiumsilikat-Epidotschiefer, bildet aber vermöge seines Epidotgehaltes einen Übergang zu den Epidotchloritschiefern. Die Epidotschiefer von Aschutör und Djamanitschke sind am besten zu den Kalziumsilikat-Epigesteinen zu stellen, nähern sich aber vermöge ihres reichlichen Aktinolithgehaltes den Epidot-Chloritschiefern. Der Serizit-Aktinolithschiefer vom Kainbach läßt sich nicht recht in das System einfügen, am besten wäre er vielleicht zu den Epiamphiboliten zu zählen. Obwohl er vermöge seines hohen Serizitgehaltes den Epigesteinen der I. Gruppe nahe steht. Den Aktinolitschiefer habe ich in die Mesogruppe der Magnesiumsilikatgesteine gestellt, obwohl er sich von den hierher gehörigen Gliedern durch seinen Augitgehalt unterscheidet, der Pyroxen aber wahrscheinlich ein Relikt ist. Der Biotit-Amphibolschiefer paßt noch am besten in die Mesozone der III. Gruppe, obwohl er auch mit den Meso-Amphibolschiefern der V. Gruppe nahe verwandt ist.

Systematisierung nach GRUBENMANN:

Gruppen	Katakristallinische Schiefer	Mesokristallinische Schiefer	Epikristallinische Schiefer
I. Alkalifeldspat-Gneis	Granulit	Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer	Serizit-Albit-Gneis Augengneis
II. Tonerdesilikat-Gneis	Sillimanit-Gneis (?)	Muskovit-Biotit-Gneis Muskovit-Biotit-Schiefer Sillimanit-Glimmerschiefer	Serizit-Phyllit Serizit-Biotit-Phyllit Serizit-Albit-Phyllit Quarz-Phyllit Serizit-Albit-Gneis Chlorit-Serizit-Glimmerschiefer
III. Plagioklas-Gneis	—	Biotit-Gneis Biotit-Amphibol-Schiefer	Epidot-Albit-Gneis
IV. Amphibolit	—	Amphibolit	Gabbro-Schiefer Serizit-Aktinolith-Schiefer
V. Mg-Silikat-Schiefer	—	Amphibol-Schiefer Aktinolith-Schiefer	Chlorit-Schiefer Steatit-Phyllit
VIII. Quarzit-Gestein	—	Gneis-Quarzit Biotit-Muskovit-Quarzit	Serizit-Quarzit
IX. Ca-Silikat-Gestein	—	—	Kalk-Phyllit Epidot-Schiefer
X. Marmor	—	Dolomit-Marmor	Dolomit-Marmor Kalzit-Marmor
XI. Eisenoxyd-Gestein	—	Magnetit-Schiefer	—

Unter den Eruptivgesteinen sind die granitischen, granodioritischen Gesteine und die des gabbroidischen Magmas vertreten, die letzteren untergeordnet, die ersteren in bedeutender Mannigfaltigkeit, sowohl in abyssischer, als auch in effusiver Ausbildung, ja sogar in hypabyssischen Arten.

GRANITE.

Im gesammelten Materiale ist unter den Eruptivgesteinen der Granit am besten vertreten u. zw. in erster Reihe der Biotitgranit,

während Biotit-Muskovitgranit und Biotit-Amphibolgranit bloß in einigen Stücken vorliegt. Eine gemeinschaftliche charakteristische Eigenschaft der Granite ist, daß sie fast ausnahmslos kataklastisch sind u. zw. besonders die von Kuenlün, aber auch die Granite des Terskei Alatau.

Biotitgranit.

Er kommt im östlichen Tienshan, im Agiastal des Khalik tau, in der Gegend des Terskei Alatau, Karaköl und des Dschassilköl-Meerauges, dann im Alaaigirtale vor; letzteres liegt am Rande des Khan Tengrimassives. Im zentralen Tienshan kommt er am Burkhan und bei dessen Ursprung, dann im östlichen Kugarttal der Ferghana-Bergkette, im südlichen Tienshan im Koturtastal (Tschatirkulgegend, Arpabecken), im Pamir an der Mündung des Kürs, in den Kaschgar-Alpen im Tale Ojürma vor und endlich sammelte Prinz solche Granite im Kuenlün bei der Mündung des Taschkerem (Kengkolgegend).

Fast alle Gesteine dieser Vorkommen neigen zur porphyrischen Ausbildung, das von Kugart, in dem auch Fluorit vorkommt, steht sogar dem Granitporphyrtypus nahe. Als porphyrischen Granitit könnte man außer dem von Kugart noch die Gesteine von Karaköl, Burkhan, Ojürma und Koturtasch nennen, während der porphyrische Charakter in den übrigen doch nicht so stark ausgeprägt ist.

Diese porphyrischen Varietäten sind gelblichrote oder grünlichbraune (Karaköl) Gesteine. Ihre Grundmasse besteht aus durchschnittlich 1—4 mm großen Quarz-, gelblichen und weißlichen Feldspatkörnern und Biotitblättchen. Aus dem Gewebe dieser sind bis 20 mm große, längliche oder kürzere tafelförmige, idiomorphe fleischrote bis gelbliche Feldspatkristalle ausgeschieden, an welchen Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz mitunter auch mit freiem Auge wahrnehmbar ist. Ihr Inneres ist mitunter zu weißlichem Ton umgewandelt. Dann gibt es auch Quarzkristalle (Kugart) mit einem Durchmesser bis 10 mm, die jedoch niemals idiomorph sind. In dem Gesteine von Karaköl sind außerdem noch 3 mm lange gelbbraune Titanitkristalle zu sehen.

Die übrigen Biotitgranite sind von dem selben Aussehen wie die Grundsubstanz der porphyrischen Arten. Im allgemeinen sind sie gelblich, grau, braun oder rot. Die Feldspate sind entweder frisch, und haben glänzende Spaltflächen oder sie sind glanzlos, mit nicht immer deutlichen Konturen; statt einheitlicher Kristalle sieht man stellenweise (Burkhan, Dschassilköl) hauptsächlich einzelne feinkörnige Feldspataggregate. Auch der Quarz und der Biotit tritt häufig in solchen Aggregaten auf. Wie wir sehen werden, ist das die Folge der Kataklase. Der Biotit ist

häufig eigentümlich bronzfärbig. Außerdem sind einzelne Epidotkörner und chloritische Flecken häufig, doch erscheint der Epidot mitunter in 1—3 mm breiten Adern und Überzügen (Alaaigir).

Bezüglich der äußeren Erscheinung sind die nicht nur stark kataklastischen, sondern einigermaßen auch metamorphosierten Gesteine des Kürs- und des Taschkeremtales von diesen sehr verschieden, besonders das letztere, welches auch die Benennung Gneisgranit verdient. An dem dünkleren Gestein aus dem Kürstal ist einige Schichtung zu beobachten, indem seine anscheinend vorherrschenden Biotitplatten hauptsächlich nach einer gewissen Richtung gruppiert sind. In der dunklen, stellenweise seide-fettglänzenden Grundmasse des Gneisgranits von Taschkerem gibt es bis 20 mm große Feldspatkörner und -aggregate, welche linsen- oder augenförmig sind, wodurch sich die Textur der lentikularen nähert.

In einzelnen Stücken ist auch reichlich eine braunschwarze basische Ausscheidung zu sehen, deren Form eckig oder etwas abgerundet ist.

Der Quarz und der Feldspat ist im allgemeinen in gleicher Menge ausgebildet, nur in dem titanithaltigen Gestein von Akköl tritt der Quarz zurück; dieses Gestein nähert sich im übrigen den Syeniten.

Der Quarz ist stets xenomorph, obwohl er sich in dem weniger oder gar nicht kataklastischen, porphyrischen Granit von Kugart und Koturtasch der idiomorphen Form nähert. In diesen sind die Quarzkristalle mehr oder weniger abgerundet und stehen bezüglich ihrer Vollkommenheit den Feldspaten in nichts zurück, sie sind mit diesen mitunter mikropegmatitisch verwachsen: sie haben sich also teilweise gleichzeitig mit den Feldspaten ausgeschieden. In den anderen Gesteinen spielt der Quarz hauptsächlich die Rolle der Lückenausfüllung, er ist sehr xenomorph, außerdem sehr kataklastisch, so daß seine Körner eine sehr undulöse Auslöschung aufweisen, sogar zersprungen, mitunter zertrümmert sind. Sie reihen sich mit gezähnten Rändern aneinander, mitunter sind sie auch an ihren Berührungsflächen in Stücke gebrochen. Diese Zertrümmerung ist in dem Gestein von Burkhan, Akköl und Agias so hochgradig, daß die bis auf 50 μ Korngröße zerkleinerten Gesteinsstückchen als Aggregate zwischen den größeren Mineralen als Zement erscheinen. In anderen Gesteinen (Dschassilköl, Burkhanbaschi) sind am Quarz infolge des Druckes parallele Streifen entstanden, welche im großen an die Zwillingsstreifen der Feldspate erinnern, nur ist ihre Kontur verschwommen und ineinander übergehend. Diese Streifen schließen mit der Richtung ε stets nur einen kleinen Winkel ein, der höchstens 10° beträgt. Die Quarzkristalle sind gewöhnlich wasserhell, obwohl sie außer einzelnen Mineralkörnern meist reichlich

auch Gas- und Flüßigkeitseinschlüsse (mitunter mit beweglicher Libelle), winzig kleine opake Körner enthalten; diese Einschlüsse sind manchmal nach gewissen Richtungen orientiert.

Die großen, porphyrischen Feldspate sind hauptsächlich *Mikroperthite* und *Mikroklinmikroperthite*. Die Basis ist gewöhnlich Orthoklas, oder an den Rändern gitterförmiger Mikroklin, während der, mit diesem verwachsene, polysynthetische albit- und periklinzwillingsgestreifte Albit- und Albitoligoklas bloß in Form von sehr kleinen Körnern oder feinen Streifen und nicht in ausgeprägten Linien erscheint. Die perthitisch verwachsenen Feldspate besitzen mitunter eine nachweisbar gleichförmige Orientierung, so z. B. war in einem Mikropertit, in welchem der, die Basis bildende Orthoklas senkrecht zu n_p gestellt war, der mit ihm verwachsene Albitoligoklas ebenso orientiert. Auch fällt ihre Spaltung nach der Basis und der Längsfläche (010) fast genau zusammen; manchmal fallen auch die Zwillingsgitter des Basismikroklins mit den Zwillingsriefen des fast Albits zusammen. So sind die im Mikropertit auftretenden kleinen Plagioklaskristalle auch aus diesem Grunde von jenen beiläufig derselben Reihe angehörigen Plagioklasen zu unterscheiden, die im Orthoklas und Mikroklin als Einschlüsse vorkommen, denn die Lagerung dieser ist eine ganz regellose, ferner ist auch ihre Orientierung von derjenigen des sie einschließenden Feldspates wesentlich verschieden. Außer den Perthiten kommt auch der *Mikroklin* selbst als porphyrisches Mineral vor, in diesem Falle stets mit einer Zwillingsgitterbildung.

Diese großen porphyrischen Feldspate erscheinen makroskopisch immer als gut idiomorphe Kristalle, infolge der in sie eindringenden zahlreichen kleineren Plagioklas-, Quarz-, Biotit- etc. Kristalle sind aber ihre Konturen u. d. M. stets gefranst. Ihre Gestalt schwankt zwar von der isometrischen bis zur länglich plattigen, vorwiegend sind jedoch gestreckte Tafeln. Sie sind ziemlich frisch und haben in diesem Falle glänzende Spaltflächen, bisweilen sind sie umgewandelt, besonders in ihrem Inneren, wo sich Kaolin und weißer Glimmer ausgeschieden hat. In mehreren Fällen sind sie jedoch brüchig und zersprungen. Sie enthalten viel sehr kleine, gelbliche, bräunliche, graue, opake Einschlüsse, die mitunter längs der Spalt- und Bruchlinien gruppiert sind. Die in verschiedenen regellosen Richtungen verlaufenden größeren Spalten wurden hauptsächlich von Quarz und Chlorit ausgefüllt, welchen sich manchmal noch Epidot, Kalzit und limonitischer Ton hinzugesellt. Die so entstandenen Adern erreichen mitunter 0·2 mm Breite. In einzelnen Spalten finden sich veränderte Biotitreste mit Kalzit, seltener mit Muskovit- (verblaßten Biotit?) oder mit Serizitblättchen.

Die die Grundsubitanz der porphyrischen Biotitgranite und die nor-

malen Varietäten bildenden Feldspate sind: *Orthoklas*, *Mikroklin*, *Albit*, *Albitoligoklas*, *Oligoklas* und *Oligoklasandesin*, u. zw. herrscht meist Mikroklin, bezw. dessen Perthit oder Albitoligoklas und Oligoklas vor. Orthoklas ist viel weniger vorhanden, mitunter fehlt er sogar ganz, ebenso auch Oligoklasandesin. Mikroklin konnte nur im Gestein von Ojürma nicht nachgewiesen werden, in den übrigen ist er stets vorhanden. Der Albit ist selten selbständig, gewöhnlich kommt er nur in den Perthiten vor. In den Gesteinen von Kugart und Kürz ist auch *Andesin* vorhanden, u. zw. als Kern der zonären Feldspate. Orthoklas und Mikroklin und ebenso auch Albit sind meist xenomorph, im allgemeinen sehr frisch, sogar in den am meisten veränderten Gesteinen von Burkhan. Der Orthoklas tritt als Karlsbader, selten als Manebacher Zwilling auf, jedoch häufig auch einfach. Der Mikroklin besitzt häufig keine Gitterstruktur. Der Albit bildet vornehmlich nur doppelte Zwillinge. Alle drei sind vorwiegend Perthite.

Alle Vorkommen in Betracht gezogen, sind die hauptsächlich den Arten Oligoklas und Albitoligoklas angehörigen *NaCa*-Plagioklase meist idiomorph, in breiten tafel- oder ziegelförmigen Durchschnitten ausgebildet und der in den kataklastischen Gesteinen beobachtete hochgradige Xenomorphismus ist sekundär. Zumeist treten vielfache — oft aus ungemein feinen Zwillingsindividuen bestehende — Albit-, seltener Periklinzwillinge auf, häufiger als das Periklingesetz ist das Karlsbader. Es kommt auch zonäre Struktur mit basischerem Inneren vor, die äußerste Zone besteht zuweilen aus Orthoklas und die Zahl der Zonen ist stets gering. Die innere Zone ist weniger frisch als die darauf folgenden übrigen: in jener beginnt die Umwandlung. Übrigens unterscheidet sich der innere Teil auch bei nicht zonären Kristallen mitunter scharf von dem häufig nur sehr dünnen, frischen wasserhellen äußeren Teil. Sehr selten kommt auch antiperthitische Verwachsung vor.

Der Feldspat ist ebenso wie der Quarz, obwohl in geringerem Grade, häufig kataklastisch: die Auslöschung ist undulös, der Feldspat ist zersprungen und gezähnt, seine Zwillingslamellen sind gebogen, stellenweise ist er in seiner ganzen Masse in kleine Stückchen zertrümmert, besonders in dem Gestein von Akköl, wo er sich ebenfalls mit kleinen Bruchstücken von Quarz und Biotit, ferner mit Körnchen von Epidot und Kalzit in sandsteinartige Partien gesondert hat. Anderwärts stellt er nur mit Quarz vergesellschaftet das Zement der größeren Körner dar (Burkhan). Das Gestein von Akköl enthält auch abgerundete Quarzkristalle, wohingegen man in dem Granit von Kürz auch in Quarz abgerundete Körner von Feldspat findet.

Das Umwandlungsprodukt der Plagioklase ist zumeist Kaolin und

weißer Glimmer. In den sehr umgewandelten Gesteinen von Dschilköl und Burkhan, aber auch in dem von Burkhanbaschi ist neben dem Ton und dem weißen Glimmer auch Epidot (Pistazit) und Zoisit (Klinozoisit und Zoisit β), manchmal auch wenig Kalzit in den Feldspat-Pseudomorphosen vorhanden und außerdem noch winzige, nicht näher bestimmbare, wasserhelle Feldspat- (Albit?) Flocken. Solcherart sind diese Feldspate nicht nur muskovitisiert und kaolinisiert, sondern auch saussuritisiert. In dem Gestein von Burkhanbaschi sind die weißen Glimmerblättchen infolge der Muskovitisierung bis 2 mm angewachsen, obwohl es nur selten zusammenhängende Blättchen sind.

Die *Biotit*blättchen sind auch in den, noch am wenigsten kataklastischen Gesteinen gekrümmt, gefaltet, oft sogar zerspalten. Die Zwischenräume der zerspaltenen Blättchen sind mitunter mit Quarz ausgefüllt (Dschasilköl). Er ist nur selten ganz frisch. Die frischesten Biotitkristalle sind braun oder rotbraun, ihr Pleochroismus ist: n_g = schwärzlichbraun, rotbraun, gelblichrot, n_p = hellgelb, zitronengelb, sehr blaß gelblichbraun, manchmal fast farblos. Bei der Chloritisierung wird er grünlich und bei diesen einigermaßen umgewandelten Kristallen ist n_g bräunlichgrün, n_p bleibt blaßgelblich und erhält nur mitunter eine schwache grünliche Nuance. Seine Achsenöffnung ist entweder gar nicht wahrnehmbar, oder nur sehr klein. In dem Gestein von Burkhanbaschi finden sich größere Biotitaggregate mit Quarz, wo der letztere einzelne Biotitkristalle vollkommen durchdringt. In den gesündesten Biotiten finden sich folgende Einschlüsse: Magnetit, Apatit, Zirkon und Rutilnadeln, die letzteren oft mit pleochroischem Hof.

Der Biotit zersetzt hauptsächlich zu Pennin, wobei sich Titanit, Epidot und Eisenerz ausscheidet, wogegen Zoisit schon seltener ist. Der *Pennin* ist lichtgrün und stark pleochroistisch: n_p = grün, dunkelgrün, bläulichgrün, n_p = blaßgelb, blaß grünlichgelb. Er ist scheinbar einachsig und erscheint in Platten und in strahlig-faserigen Aggregaten. In den Penninaggregaten kommt auch Titanit vor. In den Biotitpseudomorphosen des Gesteins von Akköl, oder in der Nähe desselben ist ein lichtgrüner, biotitartiger Glimmer in großer Menge zu finden. Ein ebensolcher kommt auch in den beschriebenen, sandsteinartigen Partien dieses Gesteines, in Gesellschaft von Titanit, limonitischem Magnetit und Quarzflocken vor. Dieser Glimmer mißt 50—200 μ und erscheint in sehr frischen und ganz idiomorphen Platten; sein Pleochroismus ist: n_g = grün, selten mit gelblicher oder bräunlicher Nuance, n_p = sehr blaß grünlichgelb, zuweilen ganz farblos, seine optischen Achsen öffnen sich auf ca. 10° um den negativen spitzen Bissektrix.

Der weiße Glimmer ist meist augenscheinlich ein sekundär ent-

standener *Serizit* und *Muskovit*, alles in allem sind nur in dem Gesteine von Kugart und Kürz vereinzelt gefaltete Muskovitplatten zu finden, die allenfalls auch primär sein können.

Niemals fehlt Magnetit, Zirkon und Apatit, doch sind sie stets nur in minimalen Mengen vorhanden. Der *Magnetit* erscheint in mitunter bis 0·3 mm großen Kriställchen von ziemlich scharfen Konturen, er wird oft hämatitisch oder limonitisch. Der *Zirkon* spielt gewöhnlich die Rolle des Einschlusses, kommt aber auch frei in xenomorphen Körnern vor, manchmal auch in gut idiomorphen, gedrungenen, mitunter 150 μ großen Kriställchen. Der *Apatit* kommt gewöhnlich an Magnetit angeklebt, aber auch in Feldspat, Biotit usw. vor. *Rutil* ist sehr selten, doch findet er sich in gut ausgebildeten nadelförmigen Kristallen, zuweilen in knieförmigen Zwillingen.

Granat kommt im Gestein von Burkhan in sehr kleinen (0·2 mm) farblosen Bruchstücken, dagegen *Fluorit* im porphyrischen Granit von Kugart in 0·5 mm großen Kristallen vor. Bläulichgrüner *Turmalin* ist in den Gesteinen von Ojürma und Kürz in kleinen, aber gut ausgebildeten Kristallen, oder in eckigen Körnern vorhanden.

Titanit ist fast in jedem einzelnen Gestein zu finden, hauptsächlich als Zersetzungsprodukt des Biotits, in welchem Falle er sich in Körnern von unregelmäßiger Form, oder in kleinen, länglichen, mitunter spitzzulaufenden Gebilden hauptsächlich in der Richtung der Basisspalten gruppiert. In solchen Fällen ist er gewöhnlich farblos, oder sehr blaßgelb. Häufig ist er aber auch in größeren, idiomorphen Kristallen ausgebildet, u. zw. in größeren Mengen im Gestein von Akköl.[1]

Diese großen Kristalle sind schon mit freiem Auge sichtbar, braun, gelblichbraun und funkelnd, sie erreichen bis 3 mm Größe. U. d. M. sind sie gelblichbraun und bald mehr, bald weniger pleochroistisch: n_g = blaß rotbraun, blaß braungelb, n_m = blaßgelb, n_p = farblos. Ihre Durchschnitte stellen längliche, sehr spitze Rhomben dar, manchmal sind es doppelte Zwillinge, an einfachen Kristallen sind aber Streifen zu sehen, die an etwas verschwommene Zwillingsstreifen erin-

[1] Dieses Gestein ist in vieler Hinsicht dem «Titanitgranit» Petersens ähnlich, der von Friedrichsen am Alaaigir Fluß gesammelt wurde. (Mitt. d. geogr. Ges. in Hamburg. Bd. XX. S. 275.) Der Alaagir-Fluß entspringt an der Nordlehne des Khan Tengri-Massives und liegt unweit des Akköl-Karakölpasses, wo Dr. Prinz diesen quarzarmen Titanitgranit gesammelt hat. Dr. Prinz sammelte auch am Laufe des Alaaigir-Flußes Granit, in diesem gibt es zwar auch primäre Titanitkristalle, das Gestein selbst weicht jedoch nicht vom normalen Typus ab. Übrigens enthalten sämtliche von dieser Nordlehne des Khan-Tengri-Massives stammenden Granite und Diorite Titanit, so daß dies für diese Gegend sozusagen charakteristisch ist.

nern. Diese sind besonders in dem Gestein aus dem Kürztal sehr gut zu sehen, wo diese Streifung jener von polysynthetischen Albitzwillingen sehr ähnlich ist.

Epidot ist ebenfalls fast überall zu finden, in besonders großer Menge aber in dem einigermaßen metamorphen Gestein aus dem Kürztal, das auch als Epidotgranit bezeichnet werden kann. Die hier vertretenen Minerale der Epidotgruppe sind: Pistazit, Klinozoisit, Zoisit β und Orthit. Sie kommen in 0·3—3 mm großen Körnern, körnigen Aggregaten, selten in besser gestalteten Kristallen vor. Der Pistazit ist blaß grünlichgelb, zuweilen fast farblos, sein Pleochroismus ist nicht einmal an den stärker gefärbten recht meßbar. Die im Gestein von Alaaigir sichtbare Epidotader besteht fast ausschließlich aus kleinkörnigem und faserigem Pistazit, dem sich noch wenig Quarz und Titanit hinzugesellt. Der Pleochroismus der breiten Platten des Orthits (Kürz, Dschassilköl) ist: n_g = dunkeltabakbraun, n_m = gelblichbraun, n_p = grünlichbraun. Interessant ist, daß der Biotit an seiner Berührung mit dem Ortit einen ebensolchen schwärzlichen pleochroischen Rahmen hat, wie man ihn im Biotit, z. B. um den Rutil, Titanit usw. zu finden pflegt. Einen solchen starken pleochroischen Hof sieht man besonders bei jenen Biotitplatten, die im Orthit eingeschlossen sind, während diese Erscheinung in demselben Gestein am Biotit bei der Berührung desselben mit größeren Titanitkristallen nicht zu beobachten ist. Der Orthit ist an seinen Rändern mit Epidot verwachsen.

Die als basischere (ältere) Ausscheidungen zu betrachtenden, dünkleren bräunlichen oder schwärzlichen Partien bestehen aus ähnlichen Mineralien wie die erwähnten Granite, nur sind sie feinkörniger und es herrschen in ihnen farbige Gemengteile: Biotit, Magnetit, zu diesen kommt noch Epidot; Quarz ist kaum vorhanden, von Feldspaten finden sich darin ebenfalls hauptsächlich *NaCa*-Plagioklase: Andesin und Oligoklas. In solchen dünkleren Ausscheidungen des Gesteines von Ojürma ist die große Menge des Apatits auffallend. Übrigens beträgt die Korngröße dieser Teile $^1/_4$—$^1/_2$ mm, doch steigt die des Epidots auch bis 1 mm.

Wesentlich verschieden von den beschriebenen Gesteinen ist der erwähnte Gneisgranit von Taschkerem. Seine Gemengteile, die mit denen der übrigen übereinstimmen, wechseln sozusagen schichtenweise miteinander ab. So z. B. folgt auf eine aus 0·7—0·8 mm großen Quarzkörnern bestehende, granoblastische Schicht eine porphyroblastische Schicht, deren Grundmasse aus durchschnittlich 50 μ—0·2 mm großen Feldspat- und Biotitkörnern und Platten besteht, unter denen sich einzelne 1 mm große, xenoblastische Feldspatkörner finden. Hierauf

folgt eine granoblastische Schicht aus Feldspat und Quarz, deren Korngröße etwa 1 mm beträgt, womit eine dünne Schicht, vorzugsweise aus kleinen Biotitplättchen wechselt, auf welche wieder eine, aus größeren Quarzkörnern bestehende Partie folgt usw. Diese Schichten, besonders aber die aus Biotit und manchmal auch die aus Chlorit bestehenden dünnen Lagen verlaufen stellenweise parallel miteinander, ansonsten aber durchqueren sie das ganze Gestein nach allen Richtungen, wobei sie sich bald ausbauchen, wo sich dann dem Quarz Feldspattrümmer hinzugesellen; bald verdrücken sie sich bis auf ein Paar μ, besonders in der Nähe der großen Mineralindividuen. Stellenweise nimmt an ihrem Aufbau auch ein serizitartiger, zerstörter weißer Glimmer in ziemlicher Menge teil.

Biotitmuskovitgranit.

Dieser ist durch ein Stück vertreten, das von der Nordlehne des Terskei Alatau, vom Baschi des Narynkolflusses stammt. Es ist ein grobkörniges Gestein, vorwiegend aus 1—10 mm großem eigentümlichem blauem Quarz und aus blaßgelben Feldspatkristallen bestehend, zu denen außerdem noch ziemlich viel Biotit und Muskovit in Platten von $^1/_2$—1 mm Durchmesser hinzutritt.

Der *Quarz* ist sehr zersprungen, seine Sprunglinien erinnern an eine ziemlich gute *R*-Spaltung in drei Richtungen. Obwohl seine Kristalle niemals idiomorph sind, erscheinen sie dennoch nicht soweit xenomorph, wie in den Graniten im allgemeinen, sondern mehr oder weniger isometrisch und enthalten unendlich viel Gas- und gelbliche Flüssigkeitseinschlüsse, ferner winzig kleine opake Körner.

Der Feldspat ist z. T. Mikroklin, z. T. Albit und Albitoligoklas. Sie sind beiläufig in gleichen Mengen vorhanden. Die Kristalle des *Mikroklin* sind immer xenomorph, an ihren Rändern sind sie manchmal mit Quarz mikropegmatitisch verbunden. Als Einschlüsse enthalten sie häufig kleinere Plagioklaskörner. Sie sind immer frisch, meist findet sich nirgends eine Spur von Umwandlung. Sie weisen fast immer Gitterstruktur auf. Der *Albit* und der *Albitoligoklas* (nach der Flammenreaktion auch Oligoklas) sind weniger frisch als der Mikroklin: Muskovit und Kaolin sind aus ihnen reichlich ausgeschieden. Ihre Kristalle sind manchmal idiomorph. Es sind Karlsbader, Albit-, selten Periklinzwillinge, ihre Zwillingsstreifung ist aber infolge der Umwandlung öfter verschwommen.

Der *Biotit* ist bei Ausscheidung von wenig Eisenerz, Titanit, hie und da von Epidot fast ohne Ausnahme zu Pennin umgewandelt. Stellen-

weise wird er von Rutil (Sagenit) umnetzt. Meist kommt er in Gesellschaft von *Muskovit* in Aggregaten vor. Die Muskovitplatten sind ebenfalls sehr gefaltet, sie treten etwas seltener auf als der Biotit. Dann ist noch *Apatit* und *Zirkon* zu erwähnen. Auch noch einige *Zoisit* β-Körner kommen in den zersetzten Biotitkristallen mit Epidot vor, doch finden sich diese auch im Feldspat und auch frei. Die Kristalle des Zoisits sind gedrungene Säulen oder Körner, sie erreichen bis 0·4 mm Größe.

Biotitamphibolgranit.

Alle drei hierher gestellten Gesteine stammen aus dem zentralen Tienshan. Das eine ist von dem Laufe des zum Klein-Narynbecken gehörigen Sektörbaches (Dschitim tau), nördlich von Narynskoje, das andere von dem Baschi des Kölü Aschutör (zwischen Kölü tau und Terskei Alatau), das dritte von der Südlehne des Kokschalgebirges, aus den Moränen der Keng.

Es sind mittelkörnige, graue Gesteine, ihre Korngröße beträgt 1—8 mm. Sie bestehen aus einem makroskopischen Haufwerk von farblosen Quarzkörnern, weißlichen und gelblichen Feldspatkristallen, frisch glitzernden, schwärzlichen Amphibolsäulen und Biotitplatten, außerdem finden sich in dem Gestein von Keng auch bis 25 mm große Feldspattafeln. In dem Gestein von Kölü Aschütör sieht man auf der einen Seite eine lamprophyre Gesteinsader.

Der *Quarz* ist stets kataklastisch, besonders im Gestein von Aschütör, stark zertrümmert, sogar zu mosaikartigen Aggregaten zerfallen, wo die einzelnen Körner sich gezähnt aneinander reihen. Er ist auch anderwärts xenoblastisch, bloß im Gestein von Sektör abgerundet; hier tritt er übrigens in geringer Menge auf und ist mit dem Orthoklas mikropegmatitisch verwachsen. Manchmal enthält er außer den, in einzelnen Linien geordneten, ziemlich zahlreichen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen noch ziemlich viel Biotit- und Magnetitkristalle und in seinen Sprüngen hat sich auch Chlorit abgelagert.

Die aus dem Gestein von Keng erwähnten, mächtigen *Mikroperthit*tafeln führen als Einschlüsse sämtliche anderen Mineralien. Die Feldspate der Grundsubstanz dieses Gesteines, und die der anderen zwei Gesteine sind: *Orthoklas*, *Oligoklas* und *Andesin*, während *Mikroklin* bloß im Gestein von Aschutör vorhanden ist. Der Orthoklas ist in den Gesteinen von Sektör und Keng in gleichen Mengen wie die Plagioklase vorhanden, man kann sogar sagen, daß er in diesem Gestein mit Zurechnung der großen Mikroperthitkristalle vorwiegend ist. Mikroperthit tritt in geringer Menge auch im Gestein von Sektör auf. Der

Orthoklas und Mikroklin ist stets xenomorph, stellenweise werden sie von einem gelblichgrauen Farbstoff vollkommen bedeckt. Die Gitterstruktur aufweisenden Kristalle des Mikroklins bilden wie auch die des Orthoklas manchmal auch Karlsbader Zwillinge, in beiden findet man als Einschlüsse idiomorphe Plagioklase. Die der Oligoklas- und Andesinreihe angehörigen Plagioklaskristalle sind im Gestein von Sektör, besonders in ihrem inneren, ziemlich verwittert. Im übrigen sind sie öfters ziemlich idiomorph und bilden fast ausnahmslos polysynthetische Albitzwillinge, mitunter mit isomorpher oder rekurrenter Zone. Ihr Umwandlungsprodukt ist hauptsächlich weißer Glimmer, doch kommen daneben auch Körner von Epidot oder Zoisit (Klinozoisit) vor. Diese Feldspate sind im Gestein von Aschutör ähnlich kataklastisch wie der Quarz, und reihen sich an diese sowie zu einander gezähnt an, wodurch die Quarz- und Feldspateinschlüsse scheinbar gerundet aussehen. Manchmal sind auch ihre Zwillingslamellen gebogen.

Unter den femischen Mineralien ist vom Biotit mehr vorhanden als vom Amphibol, das Gestein von Keng ausgenommen, in welchem Amphibol vorherrscht. Der *Biotit* ist ziemlich frisch, im Gestein von Sektör rotbraun, in den beiden anderen braun, sein Pleochroismus ist: n_g = rotbraun, schwärzlichbraun, grünlichbraun, n_p = sehr blaß gelblichbraun, blaßgelb. Seine Achsen öffnen sich mitunter bis ca 10° (Sektör). Er ist häufig mit Amphibol verwachsen, wo dann gewöhnlich der Amphibol innen liegt (Aschutör), obwohl auch das Gegenteil vorkommt. Manchmal ist er korrodiert, in seinen Poren tritt auch Quarz und Feldspat auf. Sporadisch beginnt er zu chloritisieren und er wird zu grünlichgelbem *Pennin*, in welchem auch *Epidot* (Pistazit) und *Titanit* vorhanden ist. Die Kristalle des grünen *Amphibols* sind z. T. idiomorph (Aschutör), ihr Pleochroismus ist: n_g = grün, mit einem Stich ins Blaue, n_m = hellergrün, ölgrün, n_p = licht grünlichgelb, $n_g \wedge c$ ca 17°, nur im Gestein von Aschütör 12°, hier ist übrigens auch die Doppelbrechung geringer und seine Achsenöffnung kleiner als 70°. Er bildet häufig mehrfache Zwillinge nach (100). Zuweilen enthält er auch Biotiteinschlüsse.

Seine akzessorischen Mineralien sind dieselben, wie die der Biotitgranite. Besonders hervorzuheben ist der *Titanit*, dessen mitunter 1 mm große, gelblichbraune Kristalle intensiv gefärbt sind: n_g = bräunlichrot, n_m = gelblich, n_p = sehr blaß gelblichbraun. Ferner ist in dem Gestein von Keng sehr viel *Apatit* vorhanden.

Granodiorite.

Dr. Prinz sammelte in der Umgebung des Dorfes Schunkar im Nanshan, in dem zentralen Tienshan, am untersten Laufe des Narynkol (welcher sich bei Ohotintschij in den Bayumbol ergießt und mit diesem dem Tekes zufließt), dann aus dem unteren Karakoltale (Karagaj tau), ferner im Sektörtale des Dschitim tau Gesteine, die als Übergangsglied zwischen dem Typus des Granits und des Diorits betrachtet werden können. Sie schließen sich unmittelbar dem Biotit-amphibolgranit an, doch enthalten sie viel weniger Quarz als dieser, von Feldspaten herrschen in ihnen *NaCa*-Plagioklase vor, der Mikroklin fehlt, der Orthoklas ist untergeordnet und bildet mit dem Albit und dem Quarz zusammen eine Mesostase. Die farbigen Mineralien spielen eine ziemliche Rolle und es erscheint unter ihnen auch Augit.

Es sind mittelkörnige, zumeist graue Gesteine, das von Schunkar ist etwas feinkörniger, während das von Sektör sich dem porphyrischen Habitus nähert. Ihre makroskopischen Gemengteile sind: bis 7 mm großer, weißlicher, selten rötlicher (Narynkol) Feldspat, etwas kleinere Feldspatkörner, 1—3 mm große Biotitblättchen und Augitkörner, dann bis 10 mm Größe erreichende Amphibolsäulen. Außerdem sieht man im Gestein von Karakol auch 1—3 mm große Titanitkristalle.

Die Gesteine von Narynkol und Karakol sind kataklastisch, in diesen ist der Quarz zertrümmert, gezähnt und auch in den Feldspat eingedrungen, er ist auch in den übrigen Gesteinen xenomorph. Der Feldspat tritt in zwei Generationen auf. Die Glieder der zweiten sind *Albit, Albitoligoklas* und *Orthoklas*, welche ebenso Zwischenräume ausfüllen wie der Quarz. Ihre Kristalle sind im höchsten Maße xenomorph und oft durch eine punktförmige gelbliche Masse gefärbt. Es sind keine Zwillinge, aber in allen Fällen sind sie mikroperthitisch (Kryptoperthit: Nanshan), im Gestein von Narynkol ist Antiperthit zu erkennen. Mitunter ist er mit Quarz myrmekitisch verwachsen. Der Feldspat der ersten Generation gehört hauptsächlich zur Andesinreihe: *Andesin, Andesinoligoklas, Andesinlabrador*, dabei kommt aber auch *Oligoklas* vor. Seine Kristalle sind größtenteils idiomorphe, breite Tafeln oder längliche Platten (Säulen), fast ausnahmslos polysynthetische Zwillinge und zonar. Sie sind etwas zersetzt: es hat sich aus ihnen kaolinischer Ton, Muskovit, selten Epidot, Zoisit und Kalzit (Narynkol) ausgeschieden. Unter den größeren Feldspaten des Gesteines von Karakol weisen einzelne ein anomales Auftreten auf: ihr Achsenwinkel um n_g ist klein, 50°—60°, die Auslöschung der orientierten Schnitte steht einmal der des Albits, ein andermal wieder der des Oligoklasalbit am nächsten,

und ihre Lichtbrechung deutet hierauf. Bei den Szabóschen Flammenversuchs-Verfahren ergab sich ein ziemlich hoher *K*-Gehalt (III. k., $K = 2—3$, Na 4–5.5).

Von den femischen Mineralien ist in manchen Fällen Biotit, an anderen Stellen Amphibol vorherrschend, Augit ist weniger vorhanden. Der *Biotit* ist braun oder rotbraun, seine Platten sind stets gefaltet; häufig ist er mit Amphibol verwachsen, dann auch mit Augit, sogar mit großen, frischen Magnetitkristallen. Stellenweise wird er chloritisch, besonders in dem kataklastischen Gestein von Narynkol, in welchem überhaupt kein völlig frischer Biotit vorhanden ist, und wo die aus diesem stammenden Penninplatten bis 5 mm Größe erreichen. *Amphibol* gibt es in diese mGestein zweierlei: ursprünglichen und nachträglichen. Der primäre Amphibol ist grün, seine ziemlich idiomorphen Kristalle sind häufig Zwillinge nach der Querfläche (100) und weisen starken Pleochroismus auf: n_g = dunkel bläulichgrün, dunkelgrün, n_m = grün, n_p = gelblichgrün, blaß grünlichgelb. Das ursprüngliche Mineral der nachträglich gebildeten Amphibole ist der *Augit*, der entweder in blaßgrünen, gelblichgrünen, gedrungenen Kristallen auftritt, wie im Gestein von Schunkar, wo er auch dem Diallag ähnliche Spaltungen aufweist oder in fast farblosen, etwas gestreckten Säulchen, wie im Gestein von Sektör. In diesem letzteren Vorkommen, aber besonders in jenem von Schunkar, ist er uralitisiert, so daß wenig frischer Augit vorhanden ist: in letzterem Falle sind es mehrfache Zwillinge. Die nur wenig umgewandelten Augitkristalle sind schwammartig porös, die Hauptmasse ist noch Pyroxen, in dessen Poren mit einander übereinstimmend, aber vom Pyroxen abweichend orientierte, gleichzeitig auslöschende Amphibolkörner auftreten. In diesen Fällen scheint es, als ob einheitliche Amphibol- und Augitkristalle zusammengewachsen wären. Bei fortgeschrittener Umwandlung findet man einigermaßen frische Augitpartien nur mehr im äußeren Teile, während das innere des Kristalls entweder aus gleichmäßigem *Uralit*, oder aus dem wirren Aggregat von fadenartigem, faserigen, mitunter garbenförmigen *Aktinolith* besteht. In diesem Falle hat die Umwandlung von innen her begonnen. In anderen Fällen ist an dem z. T. noch gebliebenen, aber von Amphibolfäden durchsetzten Augit der äußere Teil völlig zu Uralit umgewandelt. Diese nachträglich entstandenen Amphibole verbleiben nicht immer innerhalb des Rahmens des ursprünglichen Pyroxenkristalls, sondern dringen auch in die sie umgebenden Feldspat- und Biotitkristalle ein. Ihre Farbe ist übrigens blaßgrün, doch gibt es auch ganz farblose. Der Pleochroismus der stärker gefärbten ist: n_g = lichtgrün, n_m = sehr blaß gelblichgrün, grünlichgelb, n_p = gelblichweiß, mit grünlicher Nuance, also viel schwächer

als an den ursprünglichen Amphibolen. Aus dem Augit ist außer Uralit auch Epidot entstanden (Sektör).

Von *Titanit* sind, abgesehen von dem nachträglich entstandenen, in den Gesteinen von Karakol, Narynkol und Schunkar ziemlich viel große, idiomorphe Kristalle vorhanden. In dem Gestein von Narynkol ist er rötlichgelb und pleochroistisch, wie in den Graniten von Alaaigir und Akköl, während er im Gestein von Karakol und Schunkar farblos oder sehr blaßgelb ist; im letzteren gibt es auch undulös auslöschende, große Kristalle. *Magnetit* ist nicht viel vorhanden, seine Kristalle sind jedoch ziemlich groß, sie erreichen bis 7 mm, bei der Zersetzung scheidet sich außer Limonit auch Titanit aus. *Zirkon* ist verhältnismäßig viel vorhanden, seine wohl ausgebildeten kurzen, säulenförmigen, mitunter 0·2 mm großen Kristalle kommen auch außerhalb des Biotits vor. *Rutil* ist in Form von dünnen Fäden oder Nadeln sporadisch auch im Biotit zu finden, ebenso auch *Apatit*, welcher infolge seiner geringen Größe in vielen Fällen vom *Zoisit β* nicht zu unterscheiden ist; von letzterem scheint jedoch mehr vorhanden zu sein u. zw. bildet dieser mitunter 0·6 mm große, gedrungene Säulchen. Im Gestein von Nanshan ist schließlich auch wenig *Turmalin* vorhanden, mit dem Pleochroismus: n_g = aschgraublau, n_p = gelblichgrau.

Das Gestein von Narynkol wird von einzelnen Sprüngen durchsetzt, die mit Kalzit, Chlorit, Epidot ausgefüllt sind. Diese Adern sind manchmal dicker und es gesellen sich dann den vorerwähnten auch Körner von Quarz und Feldspat hinzu.

Quarzdiorite.

Diese sind im zentralen Tienshan im Sarbulaktale (östliches Ende des Kungei-Alatau) nächst Issikkul, im östlichen Tienshan auf der Nordlehne des Khalik-tau längs des unteren Laufes des Agiastales und bei dem Tschedschin bulak zu finden. Alle diese sind Amphibol-Biotit-Quarzdiorite. Das Gestein von Tschedschin, aber besonders das von Agias ist stark kataklastisch. Jenes von Sarbulak neigt zum Typus des aplitischen Mikrodiorits.

Es sind mittel- oder feinkörnige graubraune Gesteine und nur das vom Sarbach ist richtungslos körnig, die anderen beiden sind annähernd geschichtet, das von Agias ist sogar lentikulär. Mit freiem Auge sichtbare Gemengteile sind die durchschnittlich 2—4 mm großen Quarzkörner, graue Feldspatkristalle, Biotitplatten und bis 12 mm erreichende Amphibolprismen, die sich in den beiden kataklastischen Gesteinen hauptsächlich in zwei Richtungen hinziehen.

Das mikroskopische Bild des Quarzdiorites von Sarbulak erinnert an das eines Mikrodiorites, welcher einigermaßen in das porphyrische übergeht. Ein Teil des Feldspates hat sich vor dem Quarz, der andere Teil zugleich mit dem Quarz ausgeschieden und ist mit demselben mikropegmatitisch verwachsen. Der *Quarz* ist im Mikropegmatit, welcher wegen seiner Erscheinung stellenweise als Vermikulit bezeichnet werden kann, meist vorherrschend, er kommt aber auch außerdem in unregelmäßig geformten kleineren oder größeren Körnern vor, es gibt sogar einzelne größere Körner von Kristallform, die an ihren Rändern in Mikropegmatit übergehen. Die Ausscheidung des Quarzes hat also eine geraume Zeit gewährt. Seine Körner sind wasserhell, enthalten aber manchmal ziemlich viel Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, mitunter auch mit einer lebhaft beweglichen Libelle. Die Feldspate der mikropegmatitischen Partien sind im allgemeinen frisch, stellenweise geht der gleichmäßige *Albitoligoklas*kristall an seinen Rändern in Myrmekit über. Die der *Oligoklas-* und *Andesin*reihe angehörenden Plagioklase der ersten Generation sind stark muskovitisiert und häufig idiomorph.

In den beiden kataklastischen Quarzdioriten erscheint der *Quarz* z. T. in Form einzelner rundlicher Körner als Einschluß in den übrigen Mineralien, z. T. in lentikularen Aggregaten, Drusen, die wahrscheinlich durch die Zertrümmerung ursprünglich einheitlicher Kristalle entstanden sind. Die Körner dieser Aggregate sind gezackt gerandet und reihen sich gezähnt aneinander, sowie an die Feldspatkristalle. Die der *Andesin-*, *Andesinoligoklas-*, selten der *Labradorandesin*reihe angehörenden Plagioklase sind xenomorphe, unregelmäßig geformte Körner, häufig mit zick-zackartig verlaufenden Konturen. Häufig sind es polysynthetische Albit- und Periklinzwillinge, stellenweise zonar. Infolge der Kataklase sind sie manchmal auch gebogen. Ihr Zersetzungsprodukt ist Muskovit und Epidot.

Die femischen Mineralien, *Amphibol* und *Biotit*, sind in annähernd gleichen Mengen vorhanden, während jedoch der Amphibol meist ganz frisch ist, ist der Biotit teilweise chloritisiert. Der grüne Amphibol ist z. T. gut idiomorph, länglich säulenförmig, z. T. tritt er in xenomorphen, rissigrandigen Körnern auf. Er verwächst häufig mit Biotit, der in ihm auch als Einschluß vorkommt. Der Quarz ist infolge von Einschlüssen von Feldspat, Apatit etc. mitunter gitterförmig. Er bildet zweifache, selten mehrfache Zwillinge nach (100). Er ist stark pleochroistisch: n_g = dunkel blaugrün, dunkelgrün, n_m = dunkelgrün, mit etwas gelblicher Nuance, n_p = lichtgrün-lichtgelb, $n_g \overset{\times}{\times}$ mit $c = 14°$—$16°$, der Achsenwinkel ist im Gestein von Sarbulak ca 60° um die negative spitze Bissetrix herum. Der braune Biotit kommt im Ge-

stein von Sarbulak nicht in einzelnen Kristallindividuen vor, wie gewöhnlich in den beiden anderen Gesteinen, sondern immer nur in einzelnen plattigen, faserigen, mitunter divergent strahligen, rundlichen Aggregaten, in von den übrigen Teilen des Gesteines gesonderten Bündeln mit Epidot, Zoisit, Titanit und Magnetit vergesellschaftet. Diese Aggregate sind im Gestein gleichmäßig verstreut. Übrigens ist der Biotit hier, wie in den anderen Quarzdioriten, bei Ausscheidung von Eisenerz zum großen Teil zu Pennin und Epidot umgewandelt.

Das wenige Eisenerz ist hämatitischer *Magnetit* und leukoxener *Limonit*. Der *Titanit* ist hauptsächlich ein Umwandlungsprodukt, er kommt jedoch in dem Gestein von Agias auch in 1 mm großen idiomorphen Kristallen vor. *Rutil* ist verhältnismäßig viel vorhanden, er bildet manchmal im Biotit, aber auch im Amphibol (Sarbulak) sagenitische Netze. *Zirkon* und *Apatit* sind minimal vertreten.

Diorite.

Die untersuchten Stücke stammen aus dem Terskei-Alatau, aus dem nördlichen Tontale und aus dem Khalik-tau vom Ufer des Agiasflusses. Der erstere ist ein Biotitamphibol-Diorit, die vom Agias stammenden Arten aber kataklastische Biotitamphibolaugit-Diorite. Es sind graubraune oder dunkelbraune, feinkörnige (Ton) oder mittelkörnige Gesteine, in denen makroskopisch Feldspat, Amphibol und Biotit zu erkennen ist.

Die Struktur des Diorits vom Tontale nähert sich der porphyrischen, aus seiner Grundmasse von 0·2—0·4 mm Korngröße treten 3 mm große Feldspat- und 1 mm große Titanitkristalle hervor. Die Korngröße der Diorite von Agias beträgt 1—6 mm. Sie bestehen wesentlich aus Plagioklasen der *Oligoklas-* und der *Andesin*reihe, aus rotbraunem *Biotit* und aus grünem Amphibol, zu welchen in dem Gestein von Agias noch *Augit* und sehr wenig *Quarz* hinzutritt.

Die z. T. xenomorphen Körner, z. T. idiomorphen, länglich plattenförmigen Kristalle des Feldspats sind polysynthetische Zwillinge, im kataklastischen Gestein von Agias zertrümmert und gezähnt, und enthalten im übrigen sporadisch Einschlüsse von Quarzkörnern. Amphibol ist viel mehr vorhanden als Biotit, seine länglichen, säulenförmigen Kristalle sind selten idiomorph, mitunter gitterförmig, im Gestein von Agias in Stücke gebrochen und chloritisch. Die ursprüngliche Menge des licht gefärbten Augits kann nicht genau beurteilt werden, weil derselbe zum größten Teil zu Amphibol: Uralit und Aktinolith umgewandelt ist, in deren Aggregaten nur hie und da ein kleines Korn

frisch verblieben ist. Der Biotit erscheint z. T. in Aggregaten von sehr kleinen Plättchen, z. T. in selbständigen, größeren Kristallen. Häufig ist er chloritisch.

Aus der Umwandlung von Feldspat, Amphibol und Biotit ist außer den erwähnten auch Epidot und Zoisit *a* entstanden. Die mitunter bis 1 mm Größe erreichenden säulenförmigen Kristalle des letzteren sind gut idiomorph und von scharfen Konturen begrenzt, selten etwas abgerundet.

Die akzessorischen Mineralien sind hier dieselben, wie bei den Quarzdioriten.

Gabbro.

Es gibt nur wenige Gesteine, die als Gabbro bezeichnet werden können, oder bei denen es zumindest wahrscheinlich ist, daß sie durch Umwandlung aus ursprünglichem Gabbro entstanden sind; auch diese sind größtenteils dermaßen umgewandelt, daß ihr ursprünglicher Charakter kaum zu erkennen ist. Solche metamorphe Gabbros kommen in den Kaschgaralpen im Bostanartschatal, dann im Agiastale des Khalik tau vor. Sie haben ausgesprochen den Charakter der kristallinischen Schiefer, weshalb ich sie auch bei den einzelnen Gruppen dieser eingehender behandelt habe.

Der verhältnismäßig frischeste Gabbro ist jener **Amphibolgabbro,** welcher aus dem östlichen Teile der Kaschgaralpen, vom Zusammenfluße der Flüße Ges und Tschitschol stammt. Es ist ein grobkörniges Gestein; mit freiem Auge sieht man darin mächtige, bis 25 mm große schwarze, stark glänzende Amphiboltafeln, dann grünliche, faserige Amphibolknoten und graue, auch grünlichgraue Feldspatkörner. Der Amphibol ist vorherrschend.

Der Feldspat ist zumeist saussuritisiert: nicht ein einziger Kristall ist völlig gesund. Insbesondere das Innere derselben ist umgewandelt, häufig jedoch auch der ganze Kristall, so daß auf die Gestalt und Art der Feldspate oft nur aus einzelnen Überresten derselben zu schließen ist. Solcherart gehören die Feldspate in die *Labrador-* und in die *Bytownit*-Reihe, obwohl im Inneren der selten vorkommenden zonaren Kristalle auch zu Anorthit neigende Glieder auftreten. Es sind stets polysynthetische Albit- und Periklinzwillinge, z. T. waren sie idiomorph.

Die mächtigen, breiten, braunen Tafeln des *Amphibol* sind sehr xenomorph, mit Feldspat durchwachsen, was schon mit freiem Auge gut wahrnehmbar ist, ferner sind sie von, in gewissen Richtungen orientierten Leisten und Stäbchen von *Ilmenit* ganz erfüllt: auf diesen

Umstand ist vielleicht der hohe metallähnliche Glanz zurückzuführen, welchen der Amphibol makroskopisch zur Schau trägt. Er ist einigermaßen zonar: das Innere, bezw. die Hauptmasse ist braun, n_g = grünlichbraun, n_m = gelblichbraun, braun, n_p = blaßgelb, im dünnen äußeren Teil grün: n_g = bläulichgrün, n_m = grün, n_p = blaß gelblichgrün. Zuweilen sieht man darin schwach ausgeprägte, verschwommene Zwillingsstreifen (nach 100), die einzelnen breiten Platten verwachsen jedoch auch miteinander, so daß die Achsenebenen von zwei Individuen, an deren beiden n_p gleich, jedoch an der entgegengesetzten Seite etwas schief herauskommt, in einem Falle auf 60° (120°) voneinander entfernt sind. Als Einschlüsse kommen außer dem erwähnten Feldspat und Ilmenit Biotit und Magnetit vor. Der äußere grüne Rand der Amphibolkristalle geht häufig in einen faserigen, stengeligen, *aktinolith*artigen Amphibol über, doch gibt es viel Aktinolith auch in selbständigen, faserigen, manchmal interessanten, fächerförmig strahligen Aggregaten, ein andermal wieder in kleinkörnigen verworrenen Aggregaten mit stärker gefärbtem, xenomorphem Amphibol. Die Farbe des Aktinoliths ist sehr blaßgelb, sein Pleochroismus fast unmerklich.

Biotit ist wenig vorhanden, er kommt gewöhnlich im Amphibol als Einschluß vor, aber auch allein, in 3 mm großen xenomorphen Platten, welche auch selbst kleinere Kristalle umschließen. Sein Pleochroismus ist: n_g = tabakbraun, n_p = blaß gelblichbraun. Stellenweise enthält er unendlich viel opake kleine, schwarze Nadeln (Ilmenit? Rutil?), die sich in einem sagenitartigen Netze vereinigen. *Augit* fand ich bloß an einigen Punkten, mit frischem grünlichbraunen Amphibol verwachsen: er ist fast ganz farblos und von xenomorpher Gestalt. Ein Teil des Eisenerzes ist *Magnetit*, welcher hämatitisch ist, der andere Teil *Ilmenit*, welcher in ziemlicher Menge im Amphibol eingeschlossen ist. Ein Teil dieser Eisenerze umgibt manchmal eigentümliche, rundliche Stellen und in diesen sind die, zuweilen braun oder rotbraun durchscheinenden Eisenerzteilchen in Form von schlängelnden Fäden, Bändern, Körnern etc. zu sehen: diese Gebilde können vielleicht am besten mit den Quarzfäden einzelner Vermikuliten verglichen werden.

Aus den erwähnten farbigen Mineralien hat sich stellenweise Pennin gebildet. Von den Mineralien des Saussurits ist der Titanit, Epidot, Zoisit stets in sehr kleinen, kaum wahrnehmbaren Körnern zu erkennen, dann Quarz- und Feldspatflocken und ein glimmerartiges, hoch doppelbrechendes Mineral: Serizit oder Steatit, doch finden wir in den Aggregaten häufig auch noch Aktinolith.

*

Für alle drei Gruppen der hypabyssischen Gesteine: für die granitoporphyrischen, die aplitisch-pegmatitischen und für die lamprophyrischen Gesteine finden sich typische Vertreter in der Sammlung von Prinz.

Gesteine von granitoporphyrischer Ausbildung gibt es wenige. Unter den Biotitgraniten kommen zwar porphyrische Arten in großer Zahl vor, aber auch die Grundtextur dieser ist so grobkörnig, daß sie höchstens als porphyrische Granite bezeichnet werden könnten; obwohl das Vorkommen von Kugart bereits pneumatolytische Erscheinungen aufweist, findet sich in dem gesammelten Material demnach bloß ein einziger typischer Granitporphyr, das im folgenden zu beschreibende Gestein von Keltebuk. Unter den beschriebenen Dioriten ist das aus dem Tontal als ein solches Gestein zu betrachten, welches zu den granitoporphyrischen Gängen hinüber führt, aber auch dieses ist nicht so typisch, wie das im folgenden zu beschreibende Gestein von Kaschan.

Granitporphyr.

Der im S-lichen Teile der Naryngegend, an dem über das Üjürmengebirge führenden Keltebukpaß gesammelte Granitporphyr ist ein graues Gestein, in welchem mit freiem Auge bis 7 mm große Quarz und Biotitkristalle und viel kleinere Biotitplatten zu erkennen sind.

Er ist von typisch granitoporphyrischer Struktur. Seine Grundmasse ist panidiomorph, die Korngröße 0·1—0·5 mm, seine Individuen meist abgerundet, er besteht vorwiegend aus Quarz, aber auch Feldspat und Biotit tritt in bedeutender Menge auf. Von den porphyrischen Mineralien ist das meiste Feldspat, Quarz ist viel weniger vorhanden, außerdem gibt es auch noch einige größere Biotitkörner.

Der *Quarz* ist nur sporadisch vorhanden und löscht auch dann nur in geringem Maße undulös aus.

Von Feldspaten sind folgende Arten zu beobachten: *Mikroklin* und dessen Perthit, *Orthoklas*, *Oligoklas* und *Oligoklasandesin*. Der Mikroklin hat häufig keine Zwillingsgitterstruktur. Die der Oligoklasreihe angehörenden Plagioklase sind mehrfache Albitzwillinge, manchmal isomorphzonar, die äußerste Zone ist bisweilen Orthoklas. Der Biotit ist braun, sein Pleochroismus: schwärzlichbraun (n_g) — licht grünlichgelb (n_p), seine Achsen öffnen sich mitunter. Häufig beginnt er chloritisch zu werden und innerhalb des Rahmens eines Kristalles wechseln chloritische Blättchen mit frischen, manchmal beginnt die Zersetzung an den Rändern des Kristalls. Das Umwandlungsprodukt ist Pennin und Epidot. Außerdem gibt es noch wenig grünen *Amphibol*, *Muskovit* und *Titanit*, letzterer tritt

zuweilen in $1^1/_2$ mm großen, blaßgelben idiomorphen Kristallen auf. Minimal sind *Magnetit, Turmalin, Fluorit, Apatit* und *Zirkon* vertreten.

Dioritporphyrit.

Dieser stammt aus dem S-lichen Teile der Kuldschaer Nanshan, aus dem Kashantale.[1] Er ist grau, in seiner sehr feinkörnigen Grundmasse sind viel 5—15 mm große Feldspatkristalle in isometrischen, viereckigen, bezw. rhombischen Tafeln verstreut.

Die Korngröße seiner Grundmasse ist durchschnittlich 0·3 mm, sie besteht vorwiegend aus Plagioklas, untergeordnet Biotit, Amphibol und Augit in panidiomorphkörnigen Aggregaten, welchen sich noch etwas *Quarz* als die Zwischenräume sporadisch ausfüllendes Zement hinzugesellt.

Unter den der *Albit-* und *Oligoklas*-Reihe angehörenden Plagioklasen sind vollkommen idiomorphe, ziegel- oder leistenförmige Kristalle selten. Sie sind zwillingsgestreift, bisweilen mikroperthitisch. Im Perthit ist auch ein Feldspat, wahrscheinlich Orthoklas vorhanden, dessen Lichtbrechung schwächer ist als jene des Albits. Die porphyrisch ausgeschiedenen *Labrador-* und *Labrador-andesin* Plagioklaskristalle sind nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz immer zwillingsgerieft, in vielen Fällen sind sie auch derart perthitisch, daß die vielfach zwillingsgestreifte mächtige Tafel selbst die Basis ist, mit welcher ein anderer Feldspat verwachsen erscheint, dessen rundliche oder ovale, winzig kleine Körner, an anderen Stellen seine dünnen, bandartigen Streifen in der ganzen Tafel gleichzeitige Auslöschung aufweisen. Weiterhin kommen verschieden orientierte, also mehreren Individuen angehörige Perthitkörner vor.

Dieses untergeordnete Perthitindividuum ist viel schwächer lichtbrechend als der, die Basis bildende Feldspat; er ist auch in den meisten Fällen nicht zwillingsgestreift.

Der rotbraune *Biotit* ist bei Ausscheidung von Magnetit und Epidot in mehreren Fällen zu Pennin umgewandelt. Der *Amphibol* ist chloritisch, war nach den einigermaßen noch frischer verbliebenen Körnern zu urteilen, ursprünglich braun. *Augit* ist nur durch wenige

[1] Petersen hat aus derselben Gegend, aus dem zwischen dem Tekes- und dem Kegentale gelegenen Karataugebirge, Gesteine ähnlicher Zusammensetzung unter dem Namen «Quarzglimmerdioritporphyrit» beschrieben. Mitt. geogr. Ges. Hamburg. Bd. XX. S. 276.

Körner vertreten, u. zw. als zweifacher oder mehrfacher Zwilling nach (100), mitunter ist er mit Amphibol in einer Weise verwachsen, die sehr an die pegmatitische Verwachsung erinnert. Bei seiner Umwandlung entstand auch Epidot und Kalzit. Der *Magnetit* ist titanhaltig, es hat sich aus ihm auch reichlich Titanit ausgeschieden. Auffallend ist die große Menge von *Apatit*: seine häufig brüchigen schlanken Säulchen erreichen bis 0·3 mm Länge. Dann ist noch der in minimalen Mengen vorhandene *Zirkon* zu erwähnen.

*

Die aplitischen Gesteine sind schon etwas zahlreicher vertreten als die granitoporphyrischen.

Granitaplit.

Er stammt aus der äußeren Granitzone des Nanshan, aus dem unteren Kaschantale.[1]

Es ist ein sehr feinkörniges, braunrotes Gestein, mit freiem Auge sind darin bloß einzelne chloritische Flecken wahrzunehmen.

Es besteht aus 0·2—0·3 mm großen Quarz- und Feldspatkörnern, die an zahlreichen Punkten miteinander mikropegmatitisch verwachsen sind. Die mikropegmatitischen Teile bestehen aus einzelnen, auf Grund ihrer verschiedenen Orientierung unterscheidbaren Körnern, deren Größe der der isolierten Quarz- und Feldspatkörner gleich ist. An einzelnen Stellen herrscht in denselben Quarz, an anderen Feldspat vor, infolge Verwebung sind die einzelnen Fädchen bald starr und gerade, bald wurmförmig gekrümmt, an andern Stellen sieht man sie wieder in Form von einzelnen Körnern. Der an der Verwachsung beteiligte Feldspat ist stets schwächer lichtbrechend als der Quarz und er stimmt wahrscheinlich mit den isolierten Feldspatkörnern des Gesteines überein, die der *Orthoklas-*, *Albit-* und der *Albitoligoklas*-Reihe angehören. Diese Feldspate verwachsen auch perthitisch miteinander. Es gibt auch einzelne größere Feldspatkristalle, die an ihren Rändern mitunter in Myrmekit übergehen.

Der *Biotit* ist größtenteils chloritisiert, so daß in den Pennin-

[1] Auf Grund der Beschreibung und mit der Mikrophotographie verglichen ist dieses Gestein dem von Petersen von der Uitas-Straße beschriebenen Aplit sehr ähnlich.

aggregaten nur vereinzelt hie und da frischer verbliebene Fetzen desselben anzutreffen sind. Zu erwähnen sind noch: *Magnetit, Hämatit, Apatit, Zirkon,* in den Chloritaggregaten oder in deren Nähe auch *Titanit* und *Epidot.*

Albitoligoklasaplit.

Es gelangte aus den Kaschgar Alpen, aus dem südlich vom Ajgartfluß gelegenen Targalak aul in die Sammlung. Er neigt etwas zum porphyrischen Typus, in seiner gelblichbraunen Grundmasse sieht man spärlich ausgeschiedene rötliche Feldspate.

Den größten Teil des Gesteines bildet ein in durchschnittlich 0·3 mm großen Körnern, mitunter in idiomorphen Kriställchen auftretender Feldspat; die näher bestimmbaren Körner gehören der *Oligoklas-* und der *Albit*-Reihe an. Gewöhnlich sind es aus wenig Individuen bestehende Albitzwillinge. Sie sind ziemlich stark zersetzt, Kaolin, weißer Glimmer und ein wenig Quarz gelangte aus ihnen zur Ausscheidung. Die größeren Feldspatkristalle sind durchschnittlich $^1/_2$ mm breite Tafeln, doch gibt es auch solche von 1·5 mm Breite. Sie sind von ähnlicher Art wie die kleineren Feldspate und unterscheiden sich von diesen hauptsächlich nur durch ihre Größe, obwohl sie mit denselben in dieser Hinsicht durch allerlei Übergänge verbunden sind. Der sehr spärliche *Quarz* ist z. T. sekundär. Die sporadischen, kleinen, chloritischen Flecken deuten auf das ursprüngliche Vorhandensein irgendwelches femischen Minerals (Biotit? Augit?). Der *Magnetit, Apatit* und *Zirkon* ist von minimaler Menge, neben dem zersetzten Magnetit finden sich auch *Titanit*körner.

Quarzdioritaplit.

Dieser stammt gleichfalls aus den Kaschgar Alpen, vom Atdjeilö-Paß, oberhalb des Ursprunges des Tschimgen, ferner ist auch jener Aplit hierher zu zählen, welcher den Sandstein des Subaschi (W-lich von Kelpin) im S-lichen Teil des zentralen Tienshan in bald dünneren, bald dickeren Gängen durchsetzt. Es sind dies zwei von einander sehr verschiedene Gesteine.

Der Aplit von Atdjeilö ist ein sehr dichtes, graubraunes Gestein, dessen Gemengteile *Andesin-, Oligoklas-* und *Oligoklasandesin*-Feldspat und *Quarz* sind. Der Plagioklas bildet durchschnittlich 0·3 mm große, z. T. dünn plattenförmige Kristalle, die zwar meist idiomorph sind, jedoch mitunter unregelmäßig enden, z. T. einzelne bald kleinere,

bald größere (bis 0·6 mm) xenomorphe Körner bilden. Der etwas schwächer vertretene *Quarz* ist entweder als Zement, oder mit Feldspat in myrmekitischer Verwachsung oder endlich in isometrischen Körnern zu finden. Das schwach vertretene femische Mineral dürfte, nach den pseudomorphosen Formen des *Pennin* geurteilt, *Biotit* gewesen sein. Außerdem kommt noch *Magnetit*, *Apatit* und *Zirkon* vor.

Die Breite der weißen Aplitadern im glimmerreichen tonigen Sandstein von Subaschi sinkt von 6 mm bis auf 0·1 mm. Sie durchsetzen das Gestein hauptsächlich nach einer gewissen Richtung, in Form von dünneren Adern, verlaufen aber auch zu diesen quer und der Verlauf dieser Adern wird auch durch längs derselben angeordnete Turmalinkristalle angedeutet. Die Gemengteile dieser Aplitgänge sind Quarz und Feldspat, diese sind jedoch eigentümlicherweise nicht gleichmäßig verteilt, sondern einzelne Adern bestehen vorwiegend aus Quarz und untergeordnet aus Feldspat, während andere vorwiegend durch Feldspat und untergeordnet durch Quarz gebildet werden. Nur sporadisch kommt es vor, daß der Quarz und der Feldspat in gleicher Menge vorhanden sind. Neben den hauptsächlich aus Feldspat bestehenden Aplitgängen findet sich mitunter auf der Seite gegen den Sandstein zu auch eine Schicht aus stengeligem Quarz.

Der Quarz und Feldspat ist niemals idiomorph, sondern bloß annähernd idiomorph. Die isometrischen Körner des Quarzes sind zuweilen — schon wegen der hochgradigen Kataklase — xenomorph. Die Kataklase (Protoklase) ist übrigens auch am Feldspat ersichtlich. Die Korngröße ist sehr verschieden, es kommt von 0·5 mm abwärts jede Größe vor, darunter auch sehr kleine Körner, doch sind die Körner immer groß genug, um annehmen zu können, daß der Sandstein zur Zeit der Infiltration erwärmt war. Die *Quarz*körner sind bisweilen auch gestreift, sie enthalten — mitunter reichlich — sehr kleine, farblose oder bräunliche Körner, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, die häufig regelmäßig in Reihen angeordnet sind. Der Feldspat ist sehr frisch, jedoch häufig zusammengedrückt, meist nach dem Albit- und dem Periklingesetz zwillingsgestreift. An manchen Punkten ist er mit dem Quarz mikropegmatitisch verwachsen. Er gehört zur *Oligoklasalbit-*, *Oligoklas-*, bezw. zur *Oligoklasandesin*-Reihe, doch kommt auch reiner *Albit*, sogar reiner Orthoklas vor. Ferner giebt es in diesen aplitischen Adern auch einzelne umgewandelte Plagioklase, die man als Bruchstücke betrachten kann, welche aus dem Sandstein herstammen. Zu den Mineralien der aplitischen Gänge sind ferner die oberwähnten *Turmalin*kriställchen und die Aggregate derselben in der nächsten Nähe der aplitischen Adern, im Sandstein zu rechnen. Der Turmalin ist bläulichgrün, sein Pleochrois-

mus: ω = dunkelgrün, ε = grünlichgelb. In den meisten Adern kommt auch *Kalzit*, gewöhnlich in scharfen *R*, dann *Muskovit*platten und *Magnetit*körner vor.

Pegmatite.

Die hierher gehörigen Gesteine sind durchwegs Granitpegmatite. Sie sind ziemlich häufig. Sie kommen im östlichen Tienshan im Tschedschin bulak-Tal des Khalik-tau, am Pamir im Kuntibestale, 2 Km oberhalb Dscholbeles, im Kuenlün bei dem Dorfe Kuscherab am Flusse Yarkend darja und im Taraskatal vor.

Die pegmatitische Struktur ist gewöhnlich bloß makroskopisch. Es sind graulichweiße, oder grünlichgraue (Taraska) grobkörnige, oder geradezu großkörnige Gesteine, in welchen bis 25 mm große gelblichweiße und grauweiße Feldspatkörner und bedeutend kleinere Quarzkörner wahrzunehmen sind. In dem einen Gestein von Kuntibes sind bis 10 mm große Muskovitplatten, in dem anderen bis 20 mm große Turmalinsäulen, in dem Gestein von Kuscherab und in einem von Kuntibes auch Biotitknoten zu sehen. An der Oberfläche des Tschedschiner Gesteines ist auch noch eine $^1/_2$ mm breite Epidotschicht zu beobachten, doch kommt der Epidot auch in einzelnen Drusen und in kleinen Adern vor.

Die Pegmatite vom Pamir und Kuenlün sind sehr kataklastisch, besonders der von Taraska, welcher auch als Reibungsbreccie bezeichnet werden kann; in diesem sind mit freiem Auge bloß einzelne weiße Körner zu sehen.

U. d. M. ist die pegmatitische Struktur bloß an einzelnen Stellen zu beobachten, im Gestein von Tschedschin nur dort, wo der Quarz und der Feldspat ungefähr in gleicher Menge auftritt, während der Quarz an jenen Stellen, wo der Feldspat sich zu größeren Aggregaten angehäuft hat, bloß die Rolle der Lückenausfüllung spielt.

Die *Quarzkristalle* sind stets xenomorph, meist auch schon wegen der hochgradigen Kataklase. Nur im Gestein von Tschedschin ist er nicht kataklastisch: hier ist die Auslöschung gewöhnlich gleichmäßig. In den Gesteinen von Kuntibes ist er zusammengedrückt und in jenem von Kuscherab in kleine Stückchen zerbrochen, seine kleinen Körnchen sind auch gezahnt. Der *Feldspat* ist im Pegmatit von Tschedschin vornehmlich Mikroklin, untergeordnet Orthoklas und Albit, in den übrigen vorwiegend Orthoklas, bezw. Mikroperthit, welchem sich noch wenig Albit und Oligoklas hinzugesellt. Die Formverhältnisse dieser Feldspate sind nur in dem Gestein vom Tschedschin zu untersuchen. Hier ist

der Orthoklas und Mikroklin xenomorph, der Albit nähert sich dem idiomorphen. Der häufig Zwillingsgitterstruktur aufweisende *Mikroklin* sowie auch der *Orthoklas* sind frisch, nur stellenweise etwas kaolinisch. Der *Albit* und der *Oligoklas* ist im Gestein von Tschedschin mehr, in den übrigen weniger muskovitisch, er bildet häufig polysynthetische Albit- und Periklinzwillinge. Interessante Einschlüsse dieser Feldspate sind in dem einen Gestein von Kuntibes gleichmäßig orientierte Muskovitplatten, die im Querschliff als dünne Fäden erscheinen, und ein, der pegmatitischen Struktur ähnliches Bild aufweisen. In dem Vorkommen von Kuntibes und Kuscherab sind die Feldspate ebenso kataklastisch, wie der Quarz. Sie besitzen eine hochgradig undulöse Auslöschung, die Zwillingslamellen der Plagioklase sind mehrfach gebogen, sogar gebrochen und reihen sich gezähnt aneinander und an den Quarz.

Die übrigen Mineralien sind sehr untergeordnet, in den meisten Gesteinen sogar geradezu nur in minimaler Menge vorhanden. Der *Muskovit* ist stets vertreten, reichert sich aber bloß in dem einen Pegmatit von Kuntibes an, seine Lamellen sind sehr runzelig und mitunter serizitartig zerfasert. In dem anderen Gestein von Kuntibes gibt es ziemlich gut idiomorphe *Turmalin*kristalle, ausnahmslos mit zonärer Struktur. Der Pleochroismus der äußeren Zone ist: ω = dunkelbräunlichgrün, ε = blaßgelb, der inneren Zone: ω = blau, ε = blaßgelb, mit grünlicher Nuance. *Biotit* tritt in geringer Menge im Gestein von Tschedschin und Kuscherab auf, er ist braun, größtenteils chloritisiert und bei Ausscheidung von Titanit und wenig Eisenerz zu Pennin geworden. Dann ist noch *Apatit* zu erwähnen und von den Eisenerzen *Magnetit* und *Hämatit*, welcher im Gestein vom Tschedschin in ausgezeichnet idiomorphen, bis 1 mm großen Kristallen vorkommt.

Das Gestein von Taraska weicht von den vorbeschriebenen wesentlich ab. Es ist in einzelne, aus durchschnittlich 0·3 mm großen Körnern bestehende Aggregate und in einzelne, sehr kleinkörnige, sozusagen kryptokristallinische Teile gegliedert, so daß die Breccienstruktur sehr augenfällig wird. Besonders der Quarz ist vollkommen zertrümmert, so daß auch seine größten Körner 0·5 mm nicht überschreiten und auch die unendlich feinkörnigen Aggregate fast ausschließlich aus Quarztrümmern bestehen. Der Feldspat ist etwas weniger zertrümmert, es finden sich auch 5 mm große Bruchstücke desselben, doch gibt es auch solche von einigen μ. Diese kleinen Körnchen sind dann auch für sich stark kataklastisch.

Die im Vorkommen von Tschedschin in Adern, Drusen und an der Oberfläche des Gesteines erscheinenden länglichen Kristalle des

Pistazits sind mitunter millimetergroß und haben einen schwachen zitronengelb-farblosen Pleochroismus.

*

Die lamprophyren Gesteine sind ziemlich mannigfaltig. Hierher stelle ich auch zwei Mikrodiorite aus dem Nanshan von nicht ganz reinem Typus, die dort in dünnen Gängen auftreten.

Minette.

Jener Biotitamphibolgranit, an dessen einer Seite ein Biotitminettegang vorkommt, tritt im zentralen Tienshan, am Baschi des Kölü-Aschutör auf. Man sieht schon mit freiem Auge, daß die Minette auch einzelne kleine Apophysen in den Granit entsendet und in den Dünnschliffen ist zu beobachten, daß die Strömung der nach gewissen Richtungen, sozusagen fluidal geordneten Mineralien bei diesen kleinen Apophysen gegen das Innere der Abzweigung und auf der anderen Seite von dort nach außen zu gerichtet ist.

Es ist ein dichtes, schwärzliches Gestein, man sieht darin nur einzelne größere Biotitplatten, ferner an der Grenze des Kontaktes mit dem Granit auch größere Quarz- und Feldspatkörner. Diese letzteren sind aus dem Granit herausgerissene Mineralien, was u. d. M. unzweifelhaft nachweisbar ist; dasselbe gilt für den Amphibol, welcher am Kontakt auftritt, während in der Minette keine Spur mehr davon vorhanden ist. Die Grenze zwischen dem Granit und der Minette ist sehr scharf.

Die Minette besteht wesentlich aus 0·1—0·2 mm großem Feldspat und Biotit, zu welchem noch sehr viel Apatit, wenig Magnetit und Titanit hinzutritt. Der Feldspat und Biotit ist etwa in gleicher Menge ausgebildet, obwohl letzterer stellenweise zu überwiegen scheint.

Von den Feldspaten ist *Orthoklas* vorwiegend und sowohl dieser, als auch der *Oligoklas* und *Oligoklasandesin* tritt in kurzen, plattenförmigen Kristallen auf. Der Plagioklas ist nur sporadisch zwillingsgestreift, auch dann besteht er aus wenigen Individuen. Sowohl die größeren, als auch die kleineren Lamellen des *Biotits* sind sehr frisch, nur stellenweise etwas chloritisch, aus ihnen hat sich Pennin, Epidot, Titanit und Kalzit ausgeschieden. Der Biotit ist grünlichbraun, sein Pleochroismus: n_g = dunkelgrün, dunkel grünlichbraun, n_p = lichtgelb, mitunter fast farblos. Er ist scheinbar einachsig. Eisenerz ist nicht viel vorhanden, z. T. gut umgrenzter hämatitischer *Magnetit*, z. T. platten-

oder stäbchenförmiger *Ilmenit*, um welchen herum stets auch eine Titanitausscheidung vorhanden ist. *Apatit* gibt es verhältnismäßig viel, nur die größten seiner feinen, dünnen Kristalle erreichen 0·1 mm Länge, sie sind in vielen Fällen brüchig, an ihren Enden abgerundet oder zugespitzt.

Kersantite.

Diese sind durch zwei, vollkommen verschiedene Arten vertreten. Die eine Art ist Biotitaugitkersantit vom Typus von Brest, die andere Olivinkersantit von porphyrischer Struktur.

Der **Biotitaugitkersantit** stammt aus dem südlichen Tienshan, von dem über den N-lichen Teil des Koktan-tau führenden Dscheroj-Paß. Es ist ein gefleckes Gestein, in welchem der Feldspat und die femischen Mineralien sehr ungleichförmig verteilt sind, so daß in den hauptsächlich aus farbigen Mineralien bestehenden größeren Aggregaten 3—7 mm große Flecken von kleinen Feldspaten zu sehen sind. Von den farbigen Gemengteilen sind mit freiem Auge bloß die frischen Biotitlamellen zu erkennen.

Seine Korngröße beträgt durchschnittlich 1 mm, seine Struktur kann als panidiomorph-körnig bezeichnet werden. Es besteht wesentlich aus Biotit, länglich säulenförmigem Augit, weniger platten- oder kornförmigem *Oligoklas* und *Andesin*, dann sehr wenig Amphibol und Ilmenit.

Der *Biotit* dominiert, er ist licht bräunlichrot, sein Pleochroismus: n_g = dunkelrot mit bräunlicher Nuance, n_p = blaß bräunlichgelb, er geht stellenweise in braunen Biotit über. Häufig ist er mit Ilmenitkristallen verwachsen. Der blaß gelblichbraune *Augit* hat häufig eine Sanduhrförmige, selten zonare Struktur und ist zuweilen nach (100) zwillinggestreift. Er verwächst auch mit Biotit. Mitunter zeigt er einen schwachen gelblich bräunlichgelblichen Pleochroismus. Stellenweise ist er serpentinisiert. Die Farbe des *Amphibols* ist der des Biotites ähnlich: rotbraun, stellenweise ist er zonär und in diesem Falle ist das Innere grüner Amphibol. An anderen Stellen geht er im äußeren Teil in grünen Amphibol über und an einem kleinen Kristall folgt auf das rote Innere eine braune Zone und auf diese eine äußere grüne Zone. Sein Pleochroismus ist in der rotbraunen Zone: n_g = dunkelrotbraun, n_m = lichter rotbraun, n_p = blaß gelblichbraun, in der ganz braunen Zone: n_g = schwärzlichbraun, in der grünen Zone normal. Sowohl im Amphibol, als auch im Biotit sind *Titanit*einschlüsse häufig, doch kommt Titanit auch frei, in idiomorphen, farblosen Kristallen vor. Der *Ilmenit* ist stellenweise zu Leukoxen umgewandelt. Der *Apatit* ist reichlich ver-

treten, seine langen, dünnen Säulen erreichen bis 1 mm Länge, in ihrem Inneren befindet sich mitunter ein mit Flüßigkeit gefülltes Glas. Die nach den zerstörten Feldspaten zurückgebliebenen Lücken werden durch eine isotrope opalartige Masse, Chalzedon und Epidot ausgefüllt, aus der Zersetzung der farbigen Mineralien ist auch mehr oder weniger Kalzit entstanden.

*

Der aus dem südlichen Tienshan, aus dem Toyun-Sujok-Tale stammende **porphyrische Olivinkersantit** ist ein schwarzes, sehr feinkörniges Gestein, mit freiem Auge sieht man darin einzelne glänzende, schwarze Biotitplatten, dann gelblichgrüne und weißliche Flecken.

Es ist ein mit Kalzit stark durchsetztes Gestein, so daß sozusagen nur mit Salzsäure behandelte Dünnschliffe genau zu untersuchen sind.

Der Feldspat und die femischen Mineralien sind stellenweise in gleicher Menge vorhanden, stellenweise tritt ersterer in den Hintergrund. Es kommen hauptsächlich zum *Andesin*, aber auch zum Oligoklas und sogar zum Labrador hinneigende Glieder vor. Die bis zu 1 mm messenden länglichen leistenförmigen, oft gebogenen Kristalle vereinigen sich auch zu größeren Aggregaten: in diesem Falle sind die Konturen der einzelnen Individuen nicht immer wahrnehmbar. Häufig sind fächerförmige, oft divergent-strahlige Aggregate. Es treten meist aus wenigen Individuen bestehende Albitzwillinge auf, nicht zwillingsgestreifte Individuen sind selten, doch weisen die optischen Eigenschaften auch in solchen Fällen darauf hin, daß man es mit Plagioklas zu tun hat. Sie sind sehr zersetzt, in den mit Salzsäure behandelten Dünnschliffen ist zu sehen, daß sie auch viel weißen Glimmer enthalten.

Unter den femischen Mineralien ist Biotit am meisten vertreten, stellenweise nähert sich ihm an Menge der Augit, seltener ist der Olivin und nur sporadisch tritt Amphibol auf. Der Augit ist zuweilen, der Biotit häufig, der Olivin aber fast ausschließlich nur in größeren Kristallen: porphyrisch zu finden.

Der *Biotit* ist braun, er scheint z. T. einachsig zu sein, z. T. hat er einen bis 20° ansteigenden Achsenwinkel. Meist weist er parallele Auslöschung auf, doch ist auch eine Schiefe von 6° zu beobachten. Er erscheint in sehr dünnen Lamellen, welche im Dünnschliff als sehr dünne, jedoch mitunter bis zu 2 mm lange Fäden erscheinen, sie sind zuweilen gefaltet, ihre Konturen sind ziemlich unversehrt, nur selten korrodiert. Der Pleochroismus ist: n_g und n_m = dunkelbraun, n_p = lichtgelb. Die einzelnen Lamellen durchwachsen einander auch in Kreuz-

form, oder in der Form eines schiefen Kreuzes, doch verwächst der Biotit häufig auch mit Augit.

Der *Augit* erscheint z. T. in länglichen, schlanken Säulen, z. T. in größeren, ebenfalls idiomorphen, gedrungenen Kristallen. Die Länge der ersteren beträgt 0·1—0·5 mm, die der letzteren, welche seltener sind, erreicht auch 1·5 mm. Sie sind von violettbrauner Farbe und haben einen gewissen sehr schwachen Pleochroismus von gelblichbraun bis violettbraun. Seine übrigen Eigenschaften deuten auf gemeinen Augit. Die größeren Kristalle sind mitunter zonar, mit stärker gefärbter äußeren Zone. Es kommt auch Zwillingsbildung nach (100) vor. Der rotbraune *Amphibol* bildet stets längliche, dünne Säulen, deren Länge höchstens 0·5 mm beträgt. Sein Pleochroismus ist: n_g = dunkelbraun, n_m = heller rotbraun, n_p = sehr blaß gelblichbraun, $n_g \gtrless$ mit $c = 9° — 10°$.

Die genannten drei Minerale: Biotit, Augit und Amphibol, enthalten häufig Titanit-, Apatit- und Rutileinschlüsse. Ihre Sukzession ist nicht recht zu bestimmen; sie sind, wenigstens z. T., wahrscheinlich gleichzeitig ausgeschieden worden: hierfür spricht die Art ihrer Verwachsung und der Umstand, daß sie ineinander als Einschlüsse vorkommen. An vielen Punkten beginnen sie sich zu umwandeln, doch findet man nur an wenigen Stellen grünlichen Chlorit, dagegen oft Kalzit, sporadisch mit winzigen Quarzflocken, mit Titanit und Magnetit. Sie sind ungleichmäßig verteilt. Ihr Verhältnis zu einander ist nach den, von verschiedenen Partien des Gesteines angefertigten Dünnschliffen sehr verschieden. An den meisten Stellen ist der Biotit in dünnen Fäden, der Augit aber in länglichen Kristallen zu sehen, in den Aggregaten dieser kommt stellenweise auch Amphibol vor, an anderen Punkten wieder ist nur dünner fadenförmiger und kleinerer blättriger Biotit neben den gedrungenen, porphyrischen Augitkristallen ausgebildet, wieder anderswo ist Biotit mit einigen Amphibolkörnern ohne Augit zu beobachten. Nur ganz selten sind sie gleichmäßig verteilt.

Auch der *Olivin* findet sich nicht in jedem einzelnen Dünnschliff, stellenweise dagegen in größerer Menge. Er tritt immer in sehr scharf begrenzten, idiomorphen, gedrungenen, farblosen Kristallen auf, deren Größe 0·3—2 mm beträgt. Mitunter ist er bei Ausscheidung von wenig Quarz und Limonit fast ganz zu Kalzit umgewandelt, auch die frischeren Kristalle sind von diesem umgeben, sowie auch die Querspalten mit Kalzit sehr breit ausgefüllt sind, so daß man die frisch erhaltenen Olivinpartien gewöhnlich bloß in Form von einzelnen Körnern im Kalzitaggregat beobachtet. Doch kommen auch ganz frische Kristalle

vor. Die größeren Olivine sind stellenweise auch zu Aggregaten versammelt. Stellenweise ist der Olivin serpentinisiert.

Das Eisenerz ist wahrscheinlich durchwegs *Titan-Magnetit*, um seine 0·1 mm großen Kristalle herum ist eine reichliche Ausscheidung von Titanit bemerkbar. Die Menge des *Apatits* ist verhältnismäßig sehr groß, seine langen, fadenförmigen Kristalle sind manchmal 1 mm lang, sie enthalten in ihrem oft langen zentralen Kanal stets Flüssigkeitseinschlüsse, ihr Durchschnitt bildet ein bis 20 μ großes, scharfes Sechseck. *Titanit* und *Rutil* erscheinen als Einschlüsse.

Dieses Gestein kann als ein holokristallinisch-porphyrischer Kersantit betrachtet werden; die Minerale seiner Grundmasse sind: Plagioklas, Biotit, Augit, Amphibol, Eisenerz und Apatit, porphyrische Minerale: Olivin, Biotit, spärlich Augit. Es sind jedoch isoliert auch einzelne Einschlüsse von einer glasigen oder aus umgewandelten Feldspaten entstandenen Grundmasse zu beobachten, in welchen Biotit und Augit porphyrisch auftritt.

Mikrodiorite.

Solche Mikrodiorite von lamprophyrem Charakter kommen im Kuldschaer Nanshan vor.

Der eine ist ein spessartitartiger **Amphibolaugitmikrodiorit.** Er stammt von der S-Lehne des Nanshan, vom oberen Teile des Kaschan-Tales. Es ist ein grünlichbraunes, feinkörniges Gestein, in welchem mit freiem Auge nur einzelne weißliche, glanzlose Feldspatkörner zu sehen sind.

Wesentlich besteht er aus braunem Amphibol, Augit und Plagioklas, doch findet man in dem aus durchschnittlich 0·3—0·6 mm großen Mineralkörnern bestehenden Gestein größtenteils nur die sekundären Produkte dieser Mineralien.

Der Feldspat tritt in geringerer Menge auf als die der femischen Mineralien. Soweit aus dem optischen Verhalten der noch frischer verbliebenen Körner zu schließen ist, hat man es hier mit Feldspaten der *Labrador-* und *Andesin*-Reihe zu tun. Das Zersetzungsprodukt ist vornehmlich Muskovit, in dessen Aggregaten auch Kalzit und Quarzkörner zu finden sind. Der braune *Amphibol* ist meist chloritisiert, doch ist er im allgemeinen frischer als der Plagioklas. Sein Pleochroismus ist: n_g = braun, n_m = etwas gelblich lichtbraun, n_p = lichtgelb, $n_g \gtrless$ mit c 14°—15°. Chloritisiert nimmt er eine grünliche Farbe an, mitunter ist an einem und demselben Kristall die eine Hälfte braun, die andere grünlich. In einzelnen Fällen hat es den Anschein, als ob dieser übrigens ziemlich stark gefärbte grüne Amphibol ein

primäres Mineral sei. Die Kristalle des licht gefärbten *Augits* sind im allgemeinen besser gestaltet, als die des Amphibol. Er ist zu einem sehr blaß grünlichen *Aktinolith* umgewandelt, der sich vom ursprünglichen Amphibol außer seiner viel blasseren Färbung auch durch seine faserige Struktur unterscheidet. Neben dem Augit ist noch Pennin zu finden, wahrscheinlich als ein Zersetzungsprodukt des Aktinoliths.

Es kommt auch sehr wenig rothrauner *Biotit* in kleinen, runzeligen Blättchen, hauptsächlich mit Ilmenit zusammen vor. Das 0·2—0·4 mm große Eisenerz ist größtenteils *Ilmenit*, wie dies die denselben umgebenden leukoxenisch-litanitische Hülle beweist, nur stellenweise findet man hie und da ein hämatitisches *Magnetit*korn. *Apatit* ist in Form von winzig kleinen nadelförmigen Kristallen sehr reichlich vorhanden.

*

Das andere Gestein ist **Augitmikrodiorit,** welcher dem einen, aus dem Kühlen Grund (Odenwald) stammenden Odinit sehr ähnlich ist. Es stammt von der N-Lehne des Nanshan, aus der Nähe des Dorfes Schunkar. Es ist ein sehr dichtes Gestein, doch sieht man darin einzelne größere, bis 1·5 mm große, schwärzliche Augit- und weißliche Feldspatkristalle.

Es ist von holokristallinisch-porphyrischer Struktur. Die Grundmasse von durchschnittlich 0·3 mm Korngröße besteht hauptsächlich aus leistenförmigem Labrador und aus Plagioklas der Andesin-Reihe, ferner aus Mikrokristallen des Augits, deren Zwischenräume durch isometrische oder hochgradig xenomorphe Körner von Feldspaten der Oligoklas-Reihe ausgefüllt werden. In den vorerwähnten Feldspaten findet man hauptsächlich bloß einzelne, einigermaßen abgerundete Pyroxeneinschlüsse, die letzteren sind sehr unrein, von winzig kleinen, bräunlichen Körnchen erfüllt, sie weisen häufig eine sich der undulösen nähernde Auslöschung auf, was für diese primitiven Bildungen allgemein charakteristisch ist.

Die porphyrischen Feldspatkristalle gehören der *Labrador*-Reihe an und stehen durch Übergänge in der Größe mit den kleineren Plagioklasen in Verbindung. Es sind mehrfache Zwillinge, doch kommen auch einfache Individuen vor. Die größeren *Augit*kristalle sind kurze Säulchen oder abgerundete Körner, und häufen sich mitunter mit den Feldspatkristallen und dem Magnetit vereint zu Aggregaten an. Außer der häufigen Zwillingsbildung nach der Querfläche (100), nach welcher sie mitunter polysynthetisch sind, verwachsen sie auch kreuzförmig.

Der Augit ist an vielen Stellen umgewandelt, er wurde — stellenweise bei Ausscheidung von Kalzit und Epidot — zu Uralit und Pennin.

Seine akzessorischen Gemengteile sind dieselben, wie die der vorbeschriebenen Mikrodiorite, doch enthält er vielleicht noch mehr Apatit.

Der Mikrodiorit von Kaschan ist ein sich dem Spessartit-Typus näherndes Gestein, während der von Schunkar sozusagen am Mittelweg zwischen den Typen Odinit und Spessartit steht, jedoch auch den Diabasen ähnlich ist.

*

Die Effusivgesteine sind in großer Zahl und großer Mannigfaltigkeit vertreten: vom Quarzporphyr bis zum Melaphyr ist fast jeder Übergang vorhanden. Sie sind nach den Geologen, die diese Gegend durchforschten, im Paläozoikum oder Mesozoikum ausgebrochen.[1] Es ist jedoch zu bemerken, daß in der Sammlung von Prinz auch einzelne sauere, porphyrische Gesteine aus dem Nanshan (Ketjmen, Dschimitschke, Atschajnok) vorhanden sind, die wegen ihres frischen Aussehens und der Frische ihrer Gemengteile auch als *Rhyolithe* bezeichnet werden könnten; aus obigen Gründen habe ich jedoch auch diese zu den Quarzporphyren gezogen. Über die Reihenfolge ihrer Eruption kann auf Grund des untersuchten Materials nur soviel gesagt werden, daß in den Porphyren Einschlüsse von Porphyrit und von Diabas vorkommen, ferner daß auch in den Porphyrittuffen ebenfalls schon abgerundete Diabasstücke zu finden sind. Dagegen finden wir aber im Diabas niemals Einschlüsse von Porphyr oder Porphyrit, ebensowenig im Porphyrit Einschlüsse von Porphyr, wonach es wahrscheinlich ist, daß die Porphyre zumindest in einzelnen Gegenden die jüngsten, die Diabase hingegen die ältesten Eruptivgesteine sind.

Von nichteruptiven Gesteinseinschlüssen findet sich kristallinischer Schiefer am häufigsten, doch trifft man auch Einschlüsse von Kalkstein und Sandstein an. Bemerkenswert ist ferner der hohe Kalkgehalt der Porphyrittuffe, welcher in den Porphyrtuffen fehlt.

Nach Kurt Leuchs (Abh. d. bayer. Ak. Bd. XXV. 1912.) gelangte der Quarzporphyr im Tienshan und Nanshan im älteren Paläozoikum zum Ausbruch, hierauf der Porphyrit, und im Karbon hat abermals eine Quarzporphyreruption stattgefunden. Im Mesozoikum (und im Perm) erudierte der Porphyrit, dessen Lavaströme, Stöcke und Gänge zwischen den Angaraschichten liegen. Etwa mit diesem altersgleich

[1] Kurt Leuchs erwähnt aus dem östlichen Tienshan und dem Nanshan auch Basalt, welcher die Angara-Schichten durchbricht. Abh. d. bayer. Akad, Bd. XXV. 1912.

wäre der Melaphyr des Musart-Tales und auch ein basaltartiges, postkarbonisches Gestein, welches auf der Nordlehne des Nanshan auch die Angaraschichten durchbricht.

*

Die Porphyre sind z. T. Quarzporphyre, z. T. sich diesen nähernde gewöhnliche Porphyre. Sie sind nur selten gut porphyrisch, ihre Mineralien der ersten Generation sind gewöhnlich klein.

Quarzporphyre.

Sie stammen von der N-Lehne des Nanshan, vom obersten Laufe des Dardampe und aus der Gegend des Dorfes Ketjmen. Es sind graue, gelblichrote und rotbraune Gesteine, in welchen man ziemlich viel 1—3 mm große Quarzkörner, blaßgelblichen oder fleischroten Feldspat-Kristalle und im Gestein von Ketjmen, außerdem in rötlicher Farbe durchscheinende Biotithexagone wahrnimmt.

Die Grundmasse des Quarzporphyrs von Dardampe bietet ein sehr mannigfaltiges Bild. Größtenteils besteht er aus dem granophyrischen Gefüge von undeutlich gestaltetem Quarz und aus Feldspatteilen, welche schwächer lichtbrechend sind als der Quarz. In dieser granophyrischen Masse sind stellenweise auch Aggregate von mikrogranitischer Struktur aus xenomorphen Quarz- und Feldspatkörnchen, anderwärts auch sphärolithische Details zu beobachten. Das Material der Sphärolithe und der sphärolithisch verworrenen Aggregate ist größtenteils Feldspat, obwohl stellenweise auch Quarzfäden an den Aufbau derselben teilnehmen. Der Feldspat dieser verschieden auftretenden Grundmasse ist allenthalben hochgradig zersetzt: er enthält reichlich kaolinischen Ton und Muskovit. Die Grundmasse des Gesteines von Ketjmen ist gleichmäßig mikrofelsitisch, stellenweise mit isotropen Partien.

Unter den porphyrischen Mineralien ist *Quarz* am häufigsten. Dieser ist im Gestein von Ketjmen protoklastisch, außerdem stark korrodiert, abgerundet und weist Einbuchtungen von verschiedener Größe auf. Stellenweise wird die Absorptionszone hauptsächlich durch strahlig geordnete, sehr kleine Quarz- und Feldspatkörnchen und Flocken angedeutet. Er ist etwas zersprungen; die Richtungen der Sprünge erinnern an ziemlich gute Spaltungen nach drei Richtungen. Die Quarzkristalle des Gesteines von Dardampe sind in jeder Hinsicht dem Quarze der Mikrogranite ähnlich. Seine interessanten Einschlüsse sind kleine, kaolinische Feldspatleistchen, die hauptsächlich die äußeren Partien durchdringen. Der porphyrische Quarz enthält mitunter außer

Gas- und gelblichen Flüssigkeitseinschlüssen auch winzig kleine, opake Körnchen.

Die Feldspate gehören den Arten *Orthoklas*, *Albitoligoklas*, *Oligoklas* und *Oligoklas-Andesin* an. In dem Gestein von Ketjmen sind sie frisch, aber protoklastisch, in vielen Fällen Bruchstücke, zuweilen sogar gebogen, stark korrodiert, in dem andern Gestein zersetzt und das Innere einzelner, im übrigen wohlgestalteter Feldspatkristalle ist häufig von sehr kleinen Plagioklaskörnchen (Albit?) ganz erfüllt, die ganz regellos gruppiert, den Anschein erwecken, als seien sie primäre Bildungen. Die Feldspatkristalle sind übrigens nach der Achse *a* gestreckte Platten, die Plagioklase immer mehrfache Albit- und Periklinzwillinge, doch ist die Zahl der Zwillingslamellen nicht groß.

Der hell rotbraune *Biotit* (Ketjmen) ist frisch, seine durchschnittlich ½ m großen Platten sind stets runzelig, sie sind auch zerrissen. Ihr Pleochroismus ist: n_g und n_m = rotbraun, bräunlich orangerot, n_p = lebhaft zitronengelb, der optische Achsenwinkel öffnet sich beiläufig bis 20°. Mitunter verwächst er mit Magnetitkristallen.

Das femische Mineral des Vorkommens von Dardampe ist bei Ausscheidung von ziemlich viel Hämatit und Limonit zu Chlorit umgewandelt. Der Chlorit hat sich auch in die Sprünge des Gesteines hineingezogen. *Magnetit* ist ziemlich viel vorhanden, mitunter in 0·8 mm großen Kristallen; er wird an seiner Oberfläche hämatitisch. Minimal vertreten sind *Apatit* und *Zirkon*. Der Apatit ist stellenweise von zonarer Struktur.

Einzelne der im Gestein von Ketjmen auch mit freiem Auge sichtbaren Breccien unterscheiden sich von dem sie einschließenden Gestein dadurch, daß sie neben den felsitischen Teilen aus besser entwickelten, xenomorphen Quarz- und Feldspatkörnchen bestehen. Wahrscheinlich sind es endogene Breccien, welche von den übrigen Teilen des Gesteines scharf geschieden sind. Außerdem gibt es auch exogene Breccien. Eine solche Breccie ist von dem vielen Magnetit dunkel gefärbt und besteht größtenteils aus einem, sich in einer Richtung hinziehenden, 5—20 μ großen und unter spitzem Winkel auslöschenden Feldspatmikrolith-Haufwerk. In einem anderen solchen magnetitischen Gesteinseinschluß sind die Plagioklasmikrolithe viel besser ausgebildet: es sind breitere zwillingsgestreifte Lamellen. Von diesen Porphyriteinschlüssen unterscheidet sich wesentlich eine Diabasbreccie,[1] die aus

[1] PETERSEN erwähnt aus dieser Gegend (Temurlik-Tal) tatsächlich das Vorkommen von Diabas.

in divergent-strahligen Aggregaten gruppierten, unvollkommen ausgebildeten Plagioklasfädchen, dann winzigen Pyroxen- und Magnetitkörnchen besteht.

Quarzporphyrtuffe.

Diese kommen ebenfalls an den Nordlehnen des Nanshan, in der Umgebung der Dörfer Ketjmen und Tschong-Atschajnok vor, der eine stammt aus der Nähe des Passes, am obersten Laufe des nördlichen Kaschan.

Es sind zwei, wesentlich verschiedene Tuffe. Der eine ist ein Glastuff mit wenig Mineralgrus, von grauweißer Farbe, man sieht darin außer mit Limonit ausgekleideten Poren bloß blaßgrüne, chloritische Flecken und sporadisch Biotitplatten. Er ist verschwommen geschichtet. Das andere Gestein (Kaschan) ist ein Tuff von vermischtem Typus und besteht aus Bimssteinstückchen, kleineren, gesonderten Glasfäden, Mineralienkörner und aus einem, diese Gemengteile verkittenden, glasigen Bindemittel. Er ist ziegelrot, sehr porös, außerdem auch etwas brecciös. Außer den Bimssteinstückchen finden sich darin auch andere, rötliche, bräunliche und schwärzliche Gesteinseinschlüsse und überdies noch Quarz- und Feldspatkörner, sowie Biotitblättchen.

Der Glastuff besteht größtenteils aus sehr feinem Glas, das jedoch nur an den wenigsten Punkten isotrop verblieben ist, in hohem Maße der Umkristallisation unterworfen war und infolgedessen aus winzigen Quarz- und Feldspatflocken, untergeordnet aus winzigen Blättchen von weißem Glimmer und Chlorit besteht. Die Lage dieser Blättchen, bezw. im Querdünnschliffe des Gesteines Fädchen, deutet die Schichtungsrichtung des Gesteines ziemlich scharf an. Das Bindemittel des Tuffes von Ketjmen ist isotrop glasig und schließt sehr viele größere Glasfäden ein, die unregelmäßig gestaltet sind, vielfach gewundene, mitunter gefaltete, ineinander verfilzte Gebilde darstellen, welche in allerlei denkbaren Formen vorkommen. Sie sind bald eckig und dann drei-, vier- etc. vieleckig, bald rundlich, mit konkaven und konvexen Seiten, bald stab-, schlüssel-, halbmond- etc. förmig und meist verzweigt. Auf einer größeren Fläche zusammenhängende, aus parallelen Fasern bestehende Bimssteinstückchen sind seltener. Sowohl an diesen Glasfäden, als auch an dem strukturlosen glasigem Bindemittel ist die beginnende Umkristallisation wahrnembar und an solchen Punkten derselben entstanden, z. T. quarzartige, unregelmäßig geformte, wasserhelle Körner, z. T. feldspatartige Fädchen.

Die Größe der eingebetteten Mineralbruchstücke und des Gruses

steigt von ein Paar μ bis 2 mm. Das meiste davon ist Quarz, dessen porphyrischer Charakter auch vermöge seiner durch Korrosion entstandenen Einbuchtungen meist zu erkennen ist. Die Feldspatbruchstücke sind sehr frisch, nur selten etwas kaolinisch. Es konnten Vertreter der *Orthoklas-*, dann *Oligoklas-* (selten Albitoligoklas) und der *Andesin*-Reihe bestimmt werden. Die letzteren sind häufig zwillingsgestreift, mitunter zonar, die Grenzen der Zonen sind jedoch verschwommen. Der *Biotit* ist rot, stellenweise grünlich, seine einzelnen Blättchen sind an den Rändern magnetitisch, im Tuff von Ketjmen chloritisch geworden. *Magnetit* ist wenig vorhanden, er tritt in winzigen limonitischen, hämatitischen Körnern auf, mit ihm zusammen, aber auch frei, kommt auch *Apatit* und *Zirkon* vor.

In dem Glastuff von Ketjmen findet man mitunter 1 mm große *Leonin* und *Heulandit*-Aggregate. Außerdem kommt der Heulandit auch längs einzelner Adern vor, seine xenomorphen, grauen, blaßgelblichen Blättchen und Körnchen sind mit einem aus Punkten bestehenden Farbstoff bedeckt, weshalb sie sehr getrübt sind.

In diesen Tuffen sind die Gesteinseinschlüsse dieselben, die ich aus dem Quarzporphyr von Ketjmen erwähnt habe.

Porphyre.

Diese werden ebenfalls durch zwei verschiedene Gesteine vertreten. Der Fundort des einen ist die Gegend des, an der S-Lehne des Dschitimtau entspringenden Flusses Karartasch, W-lich von der Lóczy-Spitze. Dieser Porphyr ist rotbraun, stellenweise, besonders auf der einen Seite enthält er sehr viel Material von kristallinischem Schiefer, der hier mit dem Eruptivgestein lagenweise abwechselt. Gegen das Innere des Gesteinsstückes zu wird dann schon das Eruptivgestein vorherrschend, und dieses wird nur mehr hie und da durch eine dünne Ader des kristallinischen Schiefers, oder durch eine eingeschmolzene quarzige Partie desselben unterbrochen. In der sehr dichten, faserig brechenden, roten Grundmasse der eruptiven Partien sieht man mit freiem Auge nur wenige, 0·5—1·5 mm große Feldspattäfelchen. Die Grundmasse ist mikrofelsitisch, mit glasigen Partien, der Felsit geht stellenweise in schwammige Aggregate über, bei welchen die Basis ein häufig auf eine mehr als 1 mm große Fläche gleichzeitig auslöschender Quarz ist, in dessen Poren ziemlich viele winzige, isolierte Feldspatfädchen und Flocken eingebettet sind. Bei dieser, mitunter an die granophyrische erinnernden Struktur ist meist Quarz vorwaltend und daher kommt es, daß diese Aggregate in den meisten Fällen ein

ziemlich reines einaxiges optisches Bild geben. Zuweilen bildet jedoch der Feldspat die Basis.

Der andere Porphyr stammt aus dem Sary-Ajgür Gebirge (östliches Ende des Kungej-Alatau) aus der Nähe des Keensu-Flusses. Es ist ein grünlich-braunes, dichtes Gestein, in seiner uneben brechenden Grundmasse sieht man sehr wenige weißliche, glänzende Feldspat-Kristalle. Die Grundmasse ist von fluidaler Struktur, glasig, sie ist nachträglich bloß fleckenweise durchkristallisiert.

Die Grundmasse beider Porphyre enthält reichlich Kalifeldspat, wie die Szabó'schen Flammen-Reaktionen gezeigt haben, ausserdem besitzt sie im Gestein vom Keensu und zuweilen auch in jenem von Karartasch meist den, auf Feldspat hinweisenden Schmelzgrad (=3).

Die porphyrischen Minerale sind vorherrschend Feldspate: Orthoklas und Oligoklas (Albitoligoklas, Oligoklas und im Gestein von Keensu Andesinoligoklas). Es sind idiomorphe Kristalle, jedoch mitunter korrodiert. Sie sind kaolinisch und muskovitisch. In dem Porphyr von Karartasch sind poröse und xenomorphe Mikroperthit-Kristalle zu beobachten, mitunter durch Teile von kristallinischem Schiefer umgeben; dies sind exogene Einschlüsse. Das femische Mineral, — wahrscheinlich Biotit — ist vollständig zu Chlorit umgewandelt. Minimal sind vorhanden: Magnetit, Apatit und Zirkon.

Längs der Sprünge des Gesteines von Keensu hat sich Quarz in xenomorphen Körnern abgelagert.

Der durch den Porphyr von Karartasch injizierte kristallinische Schiefer erwies sich als Muskovitgneis. Es giebt aber auch granoblastische Glimmerquarzitstücke, die aus eckigen Quarzkörnern und aus in diese eingeschlossenen winzig kleinen Muskovitkriställchen bestehen; an den Grenzen derselben ist das Eruptivgestein sehr dicht. Wahrscheinlich stammen auch diese Quarzit-Brocken aus dem Gneis. Der Muskovitgneis besteht in vielen Fällen aus undulös auslöschendem Quarz, aus runzeligem Muskovit und aus Feldspat, obwohl der letztere untergeordnet auftritt, so daß das Gestein stellenweise Glimmerschiefer zu sein scheint.

*

Unter den gesammelten Gesteinen ist beinahe jeder Typus der *Porphyrite* zu finden, obwohl der Quarzporphyrit nur durch tuffartige Bildungen desselben vertreten ist.

Albitoligoklas-Porphyrite.

Diese stammen aus dem südlichen Teile des Nanshan, der eine vom Nordabhang des unterhalb des Tschalködű-Flusses gelegenen Salzsees Tosgul, wo das Gestein auf einem ziemlich ausgedehntem Terrain anstehend zu finden ist, den anderen fand ich in einem kalkig-konglomeratischen Sandstein vom unteren Kaschanfluße, wo er in Stücken von Erbsen- bis Nußgröße vorkommt. In ihrer rosigbraunen, dunkelrotbraunen, dichten Grundmasse sieht man mit freiem Auge ziemlich zahlreiche, glänzende oder glanzlose (Kaschan), durchschnittlich $^1/_2$ mm große, farblose oder fleischfarbige Feldspatkristalle. Das Gestein von Kaschan ist ziemlich umgewandelt.

Die Grundmasse ist von fluidaler Struktur, diese ist aber infolge der nachträglichen Umkristallisation zum großen Teil verschwommen, und die Strömungsrichtung wird an den meisten Stellen nur mehr durch die, sich in einer bestimmten Richtung hinziehenden, ziemlich zahlreichen Magnetitkörner und Leisten angedeutet. Die Produkte der Umkristallisation sind Feldspatflocken und Sphärolithe. Doch sind auch isotrope Teile reichlich vorhanden. Senkrecht auf die Richtung der ursprünglichen Strömung finden sich einzelne Spalten, die von einer Kette von xenomorphen Quarzkristallen ausgefüllt werden.

Einzelne der porphyrisch ausgeschiedenen, und der Oligoklas und Albit-Reihe (im Gestein von Tosgul auch Oligoklas-Andesin) angehörenden Plagioklase sind außer der magmatischen Korrosion (Einbuchtungen) im fluidalen Gestein von Tosgul z. T. auch mechanisch deformiert; so erscheinen einzelne Kristalle als Bruchstücke, andere sind auch gebogen. Diese Wirkungen (Protoklase) sind aber nur partielle, denn von den erwähnten Fällen abgesehen, sind die Kristalle stets idiomorph, u. zw. meist Karlsbader, Albit- und Periklinzwillinge, doch kommen auch solche ohne Zwillingsstreifung vor. Sie sind etwas zersetzt, besonders im Konglomerat von Kaschan: es hat sich aus ihnen Ton und weißer Glimmer ausgeschieden.

Mikroporphyrischer Magnetit ist sehr wenig vorhanden, auch dieser ist hämatitisch, mitunter gesellt sich ihm auch Apatit zu. Es ist noch Zirkon in ziemlich deutlich begrenzten Kristallen, die mitunter einen Durchmesser von 0·1 mm besitzen, ferner Rutil vorhanden. Diese vier Mineralien kommen mitunter auch zusammen vor.

Albitoligoklas-Porphyrittuffe.

Der eine Tuff stammt aus dem östlichen Teile des Terskei-Alatau, vom Tekes-baschi, aus der Nähe des Hauptrückens. Es ist ein

bläulichgrünes, dichtes Gestein, in welchem mit freiem Auge bloß einzelne chloritische Flecken wahrzunehmen sind. Die Schichtung selbst ist auch nicht wahrnehmbar, dieselbe wird bloß durch die Orientierung der winzigen Chloritschuppen einigermaßen angedeutet.

U. d. M. hat es den Anschein, als ob dieses Gestein ursprünglich ein bimssteiniger Glastuff gewesen wäre, die nachträgliche Umkristallisation ist jedoch so hochgradig, daß die manigfaltigen Formen der ursprünglichen Glasfäden nur stellenweise erhalten sind. Die nachträglichen Bildungen sind größtenteils unendlich kleine, etwas umgewandelte Feldspatflocken, in deren Aggregaten wasserhelle Quarzflocken und auch grünliche Chloritschüppchen auftreten. In dem Bindemittel findet sich ferner ziemlich viel Kalzit, mitunter in 0·1 mm großen Drusen, dann wenig Epidot, und ein sehr lichtbrechendes und stark doppelbrechendes Mineral (Analas?) in winzigen Körnern.

In diesem Bindemittel gibt es nicht sehr viel Mineralbruchstücke: teils zwillingsgestreifte Feldspatmikrolithe, teils bis 0·8 mm große Bruchstücke von Albit-Oligoklas und Oligoklas, die sich auch zu größeren Aggregaten ansammeln. Außerdem gibt es noch einige Körner von hämatitisch-limonitischen Magnetit.

Wahrscheinlich von ähnlicher Art ist auch jener eigentümliche Tuff, der aus dem zentralen Tienshan, aus der Gegend des, vom nördlichen Teil des Dschitimtau sich in den Burkhan ergießenden Dschelangatsch-Flusses stammt. Es ist ein grünlich-braunes, ziemlich dichtes und hartes Gestein, das, wie an manchen Stellen gut zu sehen ist, aus der Wechselfolge einzelner sehr dichter anscheinend homogener Schichten und feinkörniger Lagen besteht. Die Schichtung ist aber an dem sehr kleinen Gesteinsexemplar bloß an einzelnen Punkten zu beobachten, und das Gestein sondert sich auch nicht in der Richtung der Schichtung ab. Im Gegenteil: die einander nach allen Richtungen kreuzenden Absonderungen sind zumeist senkrecht auf die Schichtung. Die Absonderungsflächen sind mit Kalzit und Quarz überzogen.

In den von verschiedenen Stellen des Gesteins angefertigten Dünnschliffen ist die Wechselfolge der sehr dichten und der körnigeren Lagen deutlich zu sehen.

Der dichtere Teil selbst besteht aus mehreren Lagen: aus helleren und aus dünkleren. Am dichtesten ist die hellste Partie. Diese besteht größtenteils aus einigen μ großen zersetzten Feldspaten, untergeordnet aus wasserhellen Quarzflocken, die keine ausgesprochene Form besitzen, und mit den durch Umkristallisation der Grundmasse irgendeines Porphyrits nachträglich entstandenen Bildungen vergleichbar sind. Dann giebt es noch wenig Epidot und Kalzit in ebenfalls win-

zigen Körnern, ferner chloritische Flecken, und einzelne, braungraue, vollkommen amorphe Tonstückchen. Der Bau der gleichfalls dichten, aber dunkler gefärbten Schichten ist den Vorbeschriebenen ähnlich, doch wird hier der Epidot vorherrschend, dessen winzige Körnchen miteinander zu zusammenhängenden Aggregaten und Reihen vereinigt erscheinen, und in mehreren Fällen mit amorpher Masse bedeckt sind. In einer anderen solchen dunklen Schicht treten gleich neben der grobkörnigeren Lage, zwischen den Mineralkörnern einzelne, von den übrigen durch ihre namhaftere Größe verschiedene Körner auf, so daß einzelne Feldspat- und Epidotkörner bis 0·1—0·2 mm Größe erreichen. Solcherart ist also die Grenze gegen die großkörnigere Schicht garnicht so scharf: es ist ein gewisser Übergang wahrzunehmen.

Die grobkörnigere Partie des Gesteines besteht aus durchschnittlich 0·5—1·5 mm großen Feldspatbruchstücken, die durch Feldspatgrus, neugebildete Feldspatflocken, Epidotkörner, Chlorit und Kalzit verkittet sind. Die Menge des Bindemittels ist stellenweise gering. Diese Feldspatbruchstücke sind vorwiegend Oligoklasalbit, untergeordnet Oligoklas und Albit. Sie sind ziemlich verändert, kaolinisch und muskovitisch. Es sind mehrfache Albit- und Periklinzwillinge, und enthalten häufig Grundmasseneinschlüsse. Außerdem ist noch Limonit, Titanit und Zirkon vorhanden. Der Chlorit aber ist in den meisten Fällen Pennin, zuweilen erscheint er aber nur als hellgrüner Farbstoff.

Dieses eigentümliche Gestein dürfte ursprünglich ein kalkiger Aschentuff mit vielen Mineralkörnern gewesen sein; nachträglich wurde es aber stark metamorphosiert.

Quarzporphyrittuffe.

Sie kommen im östlichen Teile des Terskei Alatau, in der Nähe des Ursprunges des Tiëk- und Tekes-Flusses, dann im Kakpak Kaitschi-bulak-Tale, also durchwegs auf der Nordlehne der Kette vor. Es sind grünlichgraue, braune und schwarzbraune, dichte Gesteine, eine gewisse Schichtung ist bloß an den Gestein von Tekes zu beobachten. Einzelne Mineralkörner, abgerundete Quarz- und Feldspatkörner, ferner bronzefarbige Biotitlamellen sieht man nur im Gestein von Tiëk, in dem von Kakpak dagegen bloß einzelne hämatitische Flecken und Adern. Diese beiden können als *glasige Mineraltuffe* mit mehr oder weniger Agglomeraten bezeichnet werden. Das Gestein von Tekes ist ein *Glastuff* mit wenig Mineralbruchstücken; mit freiem Auge ist es aphanitisch.

Das stets in überwiegender Menge vorhandene *Bindemittel* besteht aus Glas, und aus sehr feinkörnigen Mineralbruchstücken. Das Glas ist z. T. umkristallisiert, ebenso die, darin befindlichen, stellenweise (Tekesbaschi) in wesentlicher Menge vorhandenen Glasfäden, deren mannigfaltige Formen jedoch noch gut wahrnehmbar sind. Aus der Umkristallisation resultierten einige μ große Feldspatflocken, doch werden in dem Gestein vom Tiëk diese Neubildungen auch durch Chlorit in Form von feinen Fädchen umstrickt. Das Material des kleinkörnigen Mineralgruses ist hauptsächlich Quarz und Feldspat, in winzig kleinen, eckigen, jedoch scharf umgrenzten, durchschnittlich 50 μ großen Körnern. In dem Bindemittel des Tuffes von Kakpak kommt auch sehr viel Aktinolith vor, dessen ursprüngliches Mineral, ein hellgelblicher Augit, nur stellenweise in den Aggregaten des Aktinoliths anzutreffen ist. Der Aktinolith tritt im blaßgrünlichen, faserigen, mitunter strahligen Aggregaten auf. Die einzelnen Fäden erreichen bei einer Dicke von einigen μ bis 500 μ Länge, und umstricken nicht nur das Bindemittel, sondern dringen auch in die größeren Feldspatbruchstücke, und sogar in die fremden Gesteinseinschlüsse ein. Stellenweise beginnt er chloritisch zu werden. Kalzit ist in dem Bindemittel dieses Gesteines sehr viel vorhanden, so daß es in den Gesteinen von Tekes und Tiëk etwa $^1/_4$—$^1/_5$ der Gesamtmasse ausmacht, und entweder in dem Glas gleichmäßig verteilt ist, oder in einzelnen Drusen oder Adern angehäuft auftritt.

Die Korngröße der eingebetteten größeren Mineralbrocken erreicht bis 1·5 mm: es sind vorzugsweise Feldpatbruchstücke, Quarz ist etwas weniger. Die Feldspatbruchstücke sind z. T. Mikrolithe (mit einer Auslöschung bis zu 25°) z. T. porphyrische Mineralien gewesen. Unter den letzteren waren die bestimmbaren der Andesin-Reihe angehörig: Andesin, Andesinoligoklas, selten Labrador-Andesin. Sie sind sehr ungewandelt, so daß mitunter auch ihre Albit- und Periklinzwillingsstreifen verschwommen sind. Am frischesten sind sie noch im Gestein von Tiëk, wo auch zonare Struktur wahrnehmbar ist. Ebenda und im Tuff von Kakpak weisen sie auch Wachstumshöfe auf. Der Quarz ist im allgemeinen kleiner, seine Auslöschung ist etwas undulös, er enthält Gas- und Flüßigkeitseinschlüsse.

In dem Tuff von Tiëk gibt es außerdem noch sehr kalaklastische Quarzkörner, welche den, in demselben Gesteine vorkommenden Körnern der Quarziteinschlüsse in jeder Hinsicht ähnlich sind. In dem Tuff von Kakpak finden sich einige größere Augitbruchstücke; viel mehr ist Biotit vorhanden, dessen Lamellen nicht nur runzelig, sondern tatsächlich zusammengefaltet sind (Tiëk). Er ist rotbraun. Mit-

unter wird er farblos, häufig aber chloritisch. Ilmenit und Magnetit ist wenig vorhanden, der erstere ist zum großen Teil zu Leukoxen, der letztere zu Hämatit umgewandelt. Titanit kommt bisweilen auch in größeren, selbständigen Kriställchen vor. Dann ist noch Zirkon und Apatit vorhanden.

Gesteinseinschlüsse sind in den Tuffen von Tiëk und von Kakpak, und in kleinen Mengen auch in dem von Tekes zu finden. Am häufigsten ist der Quarzit in kleineren oder größeren, undulös auslöschenden, gezähnt aneinander anschließenden Körnern, selten mit Biotit- oder Muskovitblättchen. In beiden treten dann noch Quarzporphyritstückchen, hauptsächlich Grundmassenpartien, im Gestein von Tiëk auch Diabaseinschlüsse auf.

Biotitporphyrit.

Dieser kommt nach der Sammlung im zentralen Tiënshan, im Akkorumtale (an der Südlehne des östlichen Teiles des Karagajtau) vor. Das Spuren von postvulkanischen Wirkungen aufweisende Gestein enthält in seiner grünlichbraunen Grundmasse viel 1—7 mm große weißliche Feldspatkristalle, Biotitplättchen und winzige Pyritkörner.

Der größte Teil seiner Grundmasse ist ein Aggregat von, durch nachträgliche Umkristallisation entstandenen, etwas kaolinischen Feldspatflocken, in denen wenige chloritische Flecken und ungemein winzige Ferritkörner vorkommen. Außerdem gibt es aber in der Grundmasse stellenweise auch mehr oder weniger ursprünglich schon kristallisierte Elemente: gut ausgebildete, bis 80 μ große, zwillingsgestreifte Feldspatmikrolithe.

Die porphyrischen Plagioklase der Andesinoligoklas-, Oligoklas-, selten der Andesin-Reihe sind sehr gut indiomorphe, gedrungene Kristalle, Tafeln, Zwillinge nach dem Karlsbader-, Albit- und Periklingesetz, sporadisch auch zonar. Sie sind stets stark muskoritisch und kaolinisch, und infolge ihrer hochgradigen Zerzetzung sind auch ihre Zwillingsstreifen verschwommen. Stellenweise tritt in dem stark zersetzten Feldspat auch Epidot und Kalzit auf. Der andere Gemengteil ist roter Biotit, der aber bei Ausscheidung von Epidot, Kalzit und Titanit größtenteils chloritisch geworden ist. Dann giebt es aber auch solche, aus Chlorit und Magnetit bestehende Pseudomorphosen, aus deren Gestalt nicht auf Biotit, sondern auf Amphibol zu schießen ist. Die übrigen Gemengteile sind von geringer Menge. Sowohl der Magnetit als auch der Pyrit ist gut idiomorph. Der Titanit ist mitunter von erheblicher Größe: er kommt auch in 0·3 mm großen idiomorphen Kristallen vor, ist blaßgelblich und ist

auch einigermaßen pleochroistisch. Der Rutil erscheint in den chloritischen Pseudomorphosen in Form einzelner Nadeln, der Apatit ist der häufigste Einschluß des Feldspates, kommt aber auch im Biotit vor. Dann ist noch wenig Zoisit β, mitunter in ½ mm großen Kristallen vorhanden.

Die sehr selten vorkommenden Mandeln bestehen aus Quarz.

Pyroxenporphyrite.

Sie kommen im zentralen Tiënshan in mehreren Arten vor: im östlichen Teile des Terskei-Alatau längs des Kakpak-Kaitschibulak, in der Wand des Kokkjaköl in der südlichen Kokkija-Bergkette, und in dem, von Tugrak gegen NW ziehenden Teile des Karateke-Gebirges gelegenem Sarbulaktal. Die beiden ersteren sind von normalem Habitus, der letztere ist ein Mandelstein. In ihrer rotbraunen, schwärzlichbraunen und grünlichbraunen Grundmasse sind viele weißliche oder gelblichweiße, nur teilweise glänzende Feldspatkristalle, und schwärzliche oder grünlichschwarze Pyroxensäulen und Körner zu sehen.

Ihre Grundmasse ist verschieden. Jene des Gesteines von Kokkija ist hyalopilitisch, die von Kakpak hauptsächlich aus dem Produkt einer Umkristallisation bestehend, jene von Sarbulak besteht aus regellos gehäuften Mikrolithen, doch ist auch in diesen beiden letzteren Grundmassen etwas Glas vorhanden. Das Glas ist zumeist färbig, grünlichbraun oder braun, nur im Gestein von Kakpak farblos. Es sind darin winzig kleine bräunliche oder schwärzliche, opake Kristallite und Ferritkörner stellenweise reichlich vorhanden. Die Produkte der Umkristallisation (Kakpak, Kokkija) sind gewöhnlich nur einige μ große, häufig aber auch auf einer größeren Fläche zusammenhängende, unbestimmt geformte etwas zersetzte Feldspatflocken und Fädchen. Die ursprünglichen Mikrolithe im Porphyrit von Kakpak und Kokkija sind bis 20 μ—150 μ große, zwillingsgestreifte, schlanke Plagioklas-Kriställchen mit geringerem (Kakpak) oder größeren (bis 30°) Auslöschungsgrade, während im Gestein von Sarbulak vorzugsweise Augit-Mikrolithe vorherrschen, dagegen Plagioklas hier untergeordnet ist. Die Feldspatmikrolithe führen hier zu den porphyrischen Plagioklasen hinüber, so daß stellenweise zwischen den beiden Generationen keine scharfe Grenze zu ziehen ist.

Unter den porphyrischen Mineralien herrscht zur Labrador-Reihe gehöriger Plagioklas, (Labrador-Andesin, Labrador. Labradorbytownit) vor, im Gestein von Kakpak findet sich Andesin. Seine

länglichen leistenförmigen oder kurz tafelförmigen Kristalle erreichen 3 mm Größe, und außer der sehr häufigen Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz sind sie auch kreuzförmig, oder in Form eines schiefen Kreuzes verwachsen. Zonare Struktur ist selten, und auch dann nur schwach ausgeprägt. Sie sind sehr zersetzt, ihr Umwandlungsprodukt (Kakpak, Sarbulak) ist hauptsächlich amorpher Ton, der reich an weißem Glimmer (und Hydrargillit?) ist, mitunter sind sie ganz zu Ton umgewandelt, der durch einfiltrierten Chlorit grün gefärbt ist. Im Porphyrit von Kokkija hat sich auch viel Kalzit ausgeschieden, neben welchem auch winzig kleine Quarz- oder Feldspatflocken, ferner Epidot und Zoisit β vorkommt. Das Innere der Plagioklase ist übrigens häufig mit chloritischen Einschlüssen erfüllt, und unterscheidet sich hiedurch von dem, häufig gleich orientierten, von Einschlüssen freien äußeren Teil.

Pyroxen war ursprünglich ebenfalls reichlich in bis 2 mm großen Kristallen porphyrisch ausgeschieden, er ist jedoch zum großen Teil zu Chlorit umgewandelt. Die übriggebliebenen kleinen Reste desselben scheinen darauf hinzuweisen, daß es vorwiegend *Augit* war, der in dem Gestein vom Sarbulak noch am frischesten erhalten ist. Seine Kristalle sind kurze Säulen, sie treten entweder einzeln oder in größeren Gruppen, in Gesellschaft von Plagioklas und Magnetit auf. Es sind einfache Individuen, selten zweifache oder dreifache Zwillinge. Ihr Zersetzungsprodukt ist hauptsächlich Kalzit, der von Chloritadern durchnetzt ist. In dem Gestein von Kakpak gibt es jedoch längliche, säulenförmige Pseudomorphosen, an denen die Spaltung nach der Querrichtung noch gut hervortritt; nach diesen Richtungen sind an den Kristallen auch geringere Einschnürungen zu sehen, ihre Enden aber sind abgerundet. Das Material dieser Pseudomorphosen, deren ursprüngliches Mineral vielleicht Hypersthen oder Bronzit war, ist teils Pennin, teils Bastit, denen sich noch wenig Kalzit hinzugesellt. Mitunter ist das Innere des ursprünglichen Pyroxenkristalls mit einem gleichmäßig auslöschendes Serpentin-Material ausgefüllt, das in diesem Fall ein Achsenbild mit negativ spitzer Bissektrix gibt, während an anderen Stellen hauptsächlich längs der Querspalten beiderseits aufgewachsene Lamellen zu sehen sind. Diese Lamellen und lamellaren Aggregate haben auch einen geringen gelblich-grünlichen Pleochroismus. Manchmal finden sich darin auch kleine Titanitaggregate, und um dieselben herum eine hämatitisch-limonitische Ausscheidung.

Magnetit ist ziemlich viel vorhanden, sowohl in winzig kleinen Körnchen, als auch in einzelnen größeren (bis 0·8 mm) Kristallen, er ist stets hämatitisch und limonitisch, sporadisch ist um die Eisenerz-

körner herum auch eine Ausscheidung von Titanit, oder auch Leukoxen wahrnehmbar. *Apatit* ist nur mit Eisenerz vergesellschaftet in minimaler Menge zu finden. Unter den Zersetzungsprodukten ist der Zoisit β im Porphyrit von Kakpak sehr häufig. Das Material der die Gesteine durchsetzenden dünnen Adern ist Quarz, Chlorit und Magnetit.

Das Material der zahlreichen Mandeln im Gestein von Sarbulak ist meist Chlorit: *Rhipidolit*, *Delessit*, mitunter *Pennin*. Ebenfalls häufig ist auch *Quarz* und *Chalzedon*. Die äußere Hülle der Mandeln ist gewöhnlich Quarz, innerhalb desselben folgen dann Rhipidolitlamellen, das Innere ist ein sehr feinkörniger Delessit, und den Kern bildet manchmal Viridit von amorphem Aussehen. Seltener ist Kalzit, welcher die Mandeln niemals allein, sondern mit Quarz oder mit Chalzedon zusammen aufbaut. Eine solche zusammengesetzte Mandel besteht ganz außen aus xenomorphen Quarzkörnchen, innerhalb welcher stengelige Quarzkristalle folgen, die zur äußeren Hülle senkrecht gestellt sind, dann folgt ein radiales Aggregat von Quarzinfasern und ganz innen Kalzit, z. T. in einzelnen isometrischen, zwillingsgestreiften Körnern, z T. in faserigen Aggregaten. Andere Mandeln bestehen hauptsächlich aus Quarzin und Quarz, und es ist interressant daß der Quarzin unmerklich in stengeligen Quarz übergeht. Chalzedon der in der Längrichtung von negativem Charakter ist, habe ich in diesen Aggregaten nicht gefunden.

Agglomerattuffe.

Hierher stelle ich zwei solche Porphyrittuffe, deren Zugehörigkeit zu einem bestimmten Porphyrit nicht sicher festzustellen war. Der eine ist vielleicht der Tuff des Albitoligoklas-Porphyrit, der andere der des Augit-Porphyrit. Sie bestehen nämlich vorwiegend aus Konglomeraten und Breccien, während das, dieses Trümmerweis verkittende Tuffmaterial sehr untergeordnet und sehr umgewandelt ist. Beide stammen aus dem südlichen Teile des zentralen Tienshan, der eine aus dem Tale Bosaj von Kokschaltau, aus der Gegend der Mündung des Mudurum, der andere von der Lehne Kokkija Karabel. Es sind dunkelgrünlich braune, und schwarze Gesteine, das von Kokkija stellenweise schwach fettglänzend, und dünnschieferig, jenes von Bosaj ungeschichtet; man bemerkt in ihnen mit freiem Auge bloß die zahlreichen eckigen, rötlichen, grünlichen und schwärzlichen Gesteinseinschlüsse, deren Große bis 7 mm erreicht.

In dem Gestein von Kokkija ist das *Tuffmaterial* sehr gering, es beschränkt sich auf einzelne dünne Sfreifen zwischen den Agglo-

meraten und ist selten von größerer Masse. Es ist mit einer Zellwand zu vergleichen, innerhalb welcher der Zellinhalt aus Lapilli besteht. Sein Material ist fast ausschließlich Chlorit, an einzelnen Punkten nachweislich Delessit, dessen dünne Fädchen und Lamellen um die Gesteinseinschlüsse herum häufig radial gruppiert sind. In geringer Menge nimmt auch Feldspatgrus am Aufbau des Bindemittels Anteil, dann Kalzit und stellenweise sind auch winzige Epidotaggregate zu finden. Das meiste der eingeschlossenen Gesteinsstücke sind Lapilli von *Albitoligoklas-Porphyrit* u. zw. von den holokristallinischen und glasigen Arten dieses Porphyrits, außerdem einzelne abgesonderte Mineralkörner dieser Porphyritvarietät, Bruchstücke von Oligoklas, Augit und Biotit in isolierten Partien, jedes für sich gesondert, oder in kleineren Aggregaten. Außerdem gibt es einzelne, nicht näher bestimmbare, sehr viel Eisenerz enthaltende Partien von Porphyritgrundmasse, dann Stücke eines basischeren *Porphyritmandelsteins*, in welchen die Plagioklasmikrolithe der hyalopilitischen Grundmasse bei 0°—35° auslöschen, und endlich einzelne Bimsstein-Stückchen. Außer Eruptivgesteinen enthält dieser Tuff sehr viele, eigentümliche *pröse Kalkstein*stücke, die aus winzig kleinen Kalzitkörnern und aus Ton bestehen; die Poren sind mit reineren Kalzitkörnern und Delessit überzogen oder ausgefüllt. Die sphärolithischen Aggregate des Delessit löschen mitunter mit einem regelrechten schwarzen Kreuz aus. Diese Kalkstücke enthalten mitunter auch selbst Einschlüsse von Eruptivgesteinen.

In dem Gestein von Bosaj ist bereits verhältnismäßig mehr Tuffmaterial vorhanden, im Vergleich zur Menge der Gesteinsstücke ist es jedoch noch immer untergeordnet. Es ist zum großen Teil feines Glas, in welchem außerordentlich winzige, sehr stark lichtbrechende Körnchen (Anatas?) reichlich vorhanden sind. Das Glas ist auch z. T. umkristallisiert: es sind darin in kleiner Menge weiße Glimmerblättchen und Quarz, sowie Feldspatflocken zu sehen. An jenen Stellen aber, wo der Tuff zwischen den Konglomeraten nur feine Häutchen bildet, vermehrt sich der weiße Glimmer bedeutend. Unter den übrigen kristallinischen Elementen fallen sofort kleine *Kalzit*körnchen auf, dann kleine Feldspatsmikrolithe und Bruchstücke größerer Feldspate, wovon die bestimmbaren der *Andesin*-Reihe angehören, ferner kleine *Augit*bruchstücke, endlich Körner von *Magnetit* und *Hämatit*. Diese Mineralkörner spielen jedoch nur eine sehr untergeordnete Rolle. Von den eingeschlossenen Agglomeraten ist *Augitporphyrit* und *Diabas* bestimmbar, dann toniger *Kalkstein*, stellenweise mit Fossilabdrücken, *Thonschiefer* und *Quarzit*.

Diabase und Diabasporphyrite.

Dies sind ziemlich heterogene Gesteine. Sie sind ohne Ausnahme mehr oder weniger umgewandelt, von den färbigen Mineralen sind oft nur die sekundären Produkte anzutreffen. Ihr Plagioklas ist von Andesin bis zum Anorthit groß, nur bei porphyrischen Varietäten findet man auch Oligoklas. Die femischen Mineralien sind: Pyroxen, Amphibol und Olivin.

Ophitischer Augitdiabas.

Er findet sich im zentralen Tienshan an mehreren Punkten, so neben dem Sarydschas bei der Mündung des von der Nordlehne des Külütau herabfließenden Tschong-Taldü, dann auf dem, über die Ostlehne des Üjürmen-tau hinüber führenden Krdschol-Pass, welcher aus dem Atbaschi-Becken in das Tal des Aksai Flusses führt, im Ferghana-Gebirge bei der Mündung des Alaiku Tujuksu. Es sind dunkel bräunlichgrüne, dunkelbraune, feinkörnige Gesteine, mit freiem Auge sieht man darin bloß kleine Kalzitaggregate und grünlichgelbe, mitunter 1 mm große, nach unregelmäßigen Richtungen verlaufende Adern.

Ihre Struktur ist typisch ophitisch, sie bestehen vorwiegend aus idiomorphem Plagioklas und aus xenomorphem, kreuz und quer zerschnittenem Augit. Diese beiden Hauptgemengteile sind ungefähr zu gleichen Teilen vorhanden. Die Korngröße beträgt 0·1—1·2 mm.

Die länglich säulen- oder leistenförmigen Kristalle des *Andesin-Labradorandesin* und *Labrador*-Plagioklases (im Gestein von Tujuk auch Labradorbytownit) bilden mehrfache Zwillinge, sie sind außerdem miteinander auch unter verschiedenen Winkeln verwachsen, mitunter in Kreuzform, oder in Form eines liegenden Kreuzes. In dem Gestein von Tujuk hat sich aus ihnen Saussurit, in den übrigen Kalzit und grauer Ton ausgeschieden. Die hellgelben, mitunter fast farblosen xenomorphen Körner des *Augits* bilden nur sporadisch Zwillinge nach der Querfläche (100), in dem Gestein von Tujuksu finden sich außer der gewöhnlichen prismatischen Spaltung auch eine solche nach (100), die viel vollkommener ist als jene. Vielfach beginnt er sich umzuwandeln, im Gestein von Taldü ist er volkommen zersetzt, hier ist das Zersetzungsprodukt Delessit, mit wenig Kalzit und Quarz, im Gestein von Krdschol aber Epidot, Pennin und sehr wenig Aktinolith. Der Feldspat und der Augit besitzt in dem Diabas von Tujuksu undulöse Auslöschung.

Eisenerz ist wenig vorhanden, größtenteils ist er *Ilmenit*, der von Titanit und Leukoxen umgeben wird, sporadisch auch *Magnetit*. Im

Gestein von Taldü finden sich häufig limonitische Flecken, in denen reichlich Titanitkörner vorkommen. Hie und da kommt auch ein *Apatit*-kriställchen vor.

Im dem Diabas von Krdschol kommt sehr viel Pistazit, hauptsächlich in winzigen, mitunter aber 0·4 mm großen xenomorphen Körnern, mit einigem gelblichgrünem Pleochroismus vor. Außerdem kommt aber der Pistazit auch in Chloritaggregaten, und an anderen Stellen auch in schön ausgebildeten idiomorphen, säulenförmigen Kriställchen vor, wovon die größeren 0·3 mm erreichen. Diese Epidotindividuen sind entweder als eingewachsene Kristalle allseitig ausgebildet, oder sie sind an der äußeren Wand der Chloritaggregate angewachsen, und ragen in das Aggregat hinein. Sie bilden häufig Zwillinge nach der Querfläche (100), dieser Zwilling ist jedoch infolge seiner geringen Extinktion nicht immer gut zu bemerken. Die, diesen Diabas durchziehenden Adern werden hauptsächlich durch Epidot ausgefüllt, dem sich aber auch grauer Ton, Titanit, Limonit, Quarz und der mit diesem verwachsene, stark zersetzte Feldspat hinzugesellt. Der Quarz ist bisweilen auch mit dem Epidot verwachsen. Stellenweise sind längs der Adern auch winzig kleine Biotitfäden zu finden.

Uralitdiabas.

Er kommt nach der Sammlung im zentralen Tienshan in der Schlucht des vom Terskei-Alatau dem Issikkul zufließenden Tosor-Flusses, und in den Kaschgar-Alpen in Tschimgen Tal (an der NO-Lehne des Gebirges) vor. In dem dunkelbraunen und schwarzen, sehr feinkörnigen Gestein sind mit freiem Auge bloß winzige Pyritüberzüge (Tosor) zu erkennen, unter der Lupe treten auch einzelne längliche, glänzende Feldspate aus dem dunklen Grunde hervor. Das Material der das Gestein durchziehenden Adern ist Kalzit, Quarz und Epidot, diese überziehen auch die Absonderungsflächen.

Diese Diabase bestehen wesentlich aus Feldspat und Amphibol (Uralit, Aktinolith), der erstere ist im Diabas von Tschimgener, der letztere in jenem von Tosor vorherrschend. Die hochgradige Metamorphose hat zwar die ursprüngliche Struktur ziemlich verwischt, der Idiomorphismus der Feldspate und der Umstand, daß der Uralit sich hauptsächlich in den Zwischenräumen zwischen den Feldspaten ausgebildet hat, läßt auf die ophitische Struktur schließen.

Die, der *Andesin*-Reihe angehörenden (von Andesin-Oligoklas bis Labrador-Andesin) Plagioklase bilden leisten- oder plattenförmige, idiomorphe, selten xenomorphe Kristalle, die meist Zwillings-Streifung

besitzen und sehr umgewandelt sind, so daß nicht nur die Spaltungsrichtungen, sondern mitunter auch die Zwillingsriefung verschwommen ist. Da hat sich aus ihnen weißer Glimmer, kaolinischer Ton und sehr wenig Kalzit ausgeschieden. Die Fäden und Fasern des Aktinoliths reichen in vielen Fällen in die Feldspatkristalle hinein, mitunter durchweben und erfüllen sie dieselben völlig. Ein großer Teil des Amphibols ist einheitlicher *Uralit*, in zusammenhängenden, breit plattenförmigen, jedoch aus Fasern zusammengesetzten, blaßgrünen Kristallen, mit dem Plecchroismus: n_g = grün, n_m = hellergrün, gelblichgrün, n_p = blaß grünlichgelb, blaßgelb, manchmal farblos. Außerdem hat sich wenig blaßgrüner *Aktinolith*, und auch ganz farbloser *Tremolit* gebildet, beide in Fasern und faserigen Aggregaten, die das Gestein nach allen Richtungen durchziehen. In den Aggregaten dieser sekundären Amphibole treffen wir in dem Gestein von Tosor noch vereinzelte Körner des ursprünglichen Minerals, eines blaßgelblichen *Augits*, aus dem außer dem Uralit auch noch Kalzit entstanden ist. Häufig beginnt auch der Uralit selbst sich zu zersetzen, er wird zu Pennin und Epidot.

Der *Pyrit* ist in kleinen Körnern zu sehen, zuweilen auch in kleinen Drusen, in Gesellschaft anderer Mineralien. In einem solchen Knoten zeigt sich Pyrit, Uralit, Epidot, Klinozoisit, Chlorit, Kalzit und ein Granatkorn. Dieser Granat ist blaß rosenfarbig und 1 mm groß, er besitzt zerissene Konturen, mit einer geringen optischen Anomalie auf der einen Seite. *Ilmenit* ist nicht viel vorhanden, auch dieser ist zu Leukoxen, oder zu Titanit umgewandelt. Im Gestein von Tosor kommt auch *Magnetit* und Apatit vor.

Olivindiabas.

Dieser ist durch ein Gesteinsexemplar vertreten, das aus dem südlichen Tienshan, aus dem Haupttale Toyun, unterhalb der Mündung des Tschamaldu (N-licher Teil des Koktan tau) stammt. Makroskopisch ist es ein Aggregat von schwärzlichen, langen, säulenförmigen Augitkristallen und von weißlichen Feldspatfeldern. Es ist von schwach ausgeprägter ophitischer Struktur, die Menge des Olivins ist geringer als die des Augits und der Plagioklase.

Der zumeist in Zersetzung begriffene, vorherrschende Plagioklas gehört in die *Labrador*- und in die *Bytownit*-Reihe. Seine plattenförmigen Kristalle sind mehrfache Albit-, mitunter Periklin-Zwillinge, sie haben häufig einen basischeren, zuweilen sich Anortit nähernden innerem Kern. Der, sich dem *Titanaugit* nähernde Pyroxen ist

blaßviolett. Er kommt in länglichen, xenomorphen Säulen vor (die Feldspatkristalle sind hauptsächlich nur in die äußeren Teile derselben eingedrungen), welche auch pleochroistisch sind: n_g = blaß rötlich violett, n_m = blaßviolett, n_p — grünlichbraun, $n_g \measuredangle$ mit c um etwa 40°, Achsenöffnung 55° - 60°. Ihre Basis und Längsschnitte löschen nicht ganz aus, dafür gehen sie aber in eine eigentümliche lavendelblaue Farbe über. Zwillingsbildung ist selten, Sanduhr-Struktur ist häufig. Ihre Einschlüsse sind außer den Feldspaten Erzkörnchen und Apatitkriställchen. Der Augit ist gewöhnlich frisch, er beginnt bloß sehr sporadisch und in kleinem Maße bei Ausscheidung von Titanit chloritisch zu werden.

Olivin tritt in gut idiomorphen Kristallen auf, aus welchen meist Iddingsit ausgeschieden ist; mitunter sind die Kristalle auch völlig zu solchem umgewandelt. Der Iddingsit hat sich hauptsächlich an den Querspalten in ungemein feinen Blättchen gebildet, die sich vereinigend, den ganzen Olivinkristall in Bändern verstricken und umgeben. Doch bildete sich aus dem Olivin auch Biotit.

Der *Ilmenit* tritt in durchschnittlich 0·1—1 mm, mitunter auch 4 mm großen Kristallen auf, die zwar ziemlich frisch sind, jedoch sind in ihnen meist jene Liniensysteme zu sehen, die einander unter verschiedenen Winkeln schneiden, und zuweilen an die Spaltung nach R erinnern. Ein großer Kristall wird durch die Plagioklasplatten durchschnitten. Mit dem Ilmenit verwachsen, aber auch im Gestein frei kommt in sehr kleinen Mengen auch brauner *Biotit* vor, sogar vereinzelte Körner von grünem *Amphibol*. Viel häufiger als diese ist der *Apatit*, dessen mitunter 1 mm große Säulchen in ziemlich großer Anzahl vorhanden sind.

Spilitdiabas.

Ein solcher ist der Diabas von dem Sujok Rücken des Kurpe tau im südlichen Tienshan, sowie jener aus den Kaschgar-Alpen, aus dem Kur Tschimgen-Tal. Es sind grünliche, bräunlichschwarze, mit Kalzitadern durchsetzte Mandelsteine, mit Mandeln, bis zu 7 mm Größe.

Die beiden Hauptgemengteile des Plagioklases und Augit sind fast in gleicher Menge ausgebildet, die Verteilung derselben kann jedoch nicht gerade als gleichförmige bezeichnet werden. Die Kristalle der, der *Andesin*- und der *Labrador*-Reihe angehörigen Plagioklase sind höchstens 1 mm große leistenförmige, oder geradezu faserige, selten kürzere, plattenförmige Individuen, die häufig gebogen, mitunter auch bandartig geschlungen sind. Es sind zweifache, selten mehrfache Zwillinge, auch miteinander in Kreuzform, oder in Form eines liegen-

den Kreuzes verwachsen. Ihr Zersetzungsprodukt ist Muskovit, Kalzit, und kaolinischer Ton.

Der *Augit* erscheint im Gestein von Sujok hauptsächlich in 0·5 mm großen säulenförmigen Kristallen, doch kommen auch einzelne, mehr kornförmige, violettbraune Augitkristalle vor. Bisweilen sind sie zonar, bei gleicher Orientierung mit verschiedener Färbung: der äußere Teil ist mehr violett, der innere hellbraun, blaß gelblichbraun oder farblos. Ein Teil des Augits, sowohl die helle, als auch die braune Varietät ist zu Aktinolith und zu Tremolit umgewandelt, aber auch Pennin, Titanit und Kalzit ist aus demselben entstanden. In dem Gestein von Kurtschimgen ist der Augit blaßgelblich, erscheint hier ausschließlich nur in Kristallskeletten und stellt als solches ein Gebilde von wahrlich unbeschreiblicher Mannigfaltigkeit dar. Diese sind im allgemeinen gefiederartig geschweift, wobei auf einen solchen geschweiften Stiel andere gleichsam als Glieder befestigt, entweder gerade auslaufen wie Segel, oder gleichfalls geschweift sind, und in dieser Form der Straußenfeder ähnlich sind; wieder andere sind starr, leiterförmig, noch andere laufen senkrecht von der Hauptachse aus und an ihren Enden schliessen sich hammerförmige Glieder an, oder es sind fächerförmig divergierende Fasern etc. Die Größe dieser Bildungen bewegt sich von einigen μ bis 0·6 mm. Stellenweise vereinigen sie sich zu großen Gruppen und obwohl schon im großen ganzen zu ersehen ist, daß sie aus mehreren Individuen bestehen, weisen sie eine gleichzeitige Auslöschung auf und es ist in diesem Falle an ihnen auch die charakteristische Spaltung des Augits zu erkennen. Zuweilen werden sie bei Ausscheidung von Epidot chloritisch. An jenen Punkten, wo der leistenförmige Feldspat vorherrscht, ist der Augit an den, vom Feldspat freigebliebenen Punkten auskristallisiert, wo dagegen die Augitkristallskelette vorherrschen, dort tritt der Feldspat ebenfalls hauptsächlich in Form von fadenförmigen Gebilden auf. Die Zwischenräume der Feldspate und der Augitkristallskelette sind mit blaßgrünen Pennin-Aggregaten ausgefüllt. Zwischen diesen ist auch wenig Glas übrig geblieben, doch werden diese Stellen durch den Chlorit ebenfalls zum großen Teile verdeckt.

Eisenerz war ursprünglich viel mehr vorhanden, denn neben den wenigen Körnern von *Hämatit* und *Magnetit* finden sich auch viel leukoxene Knoten mit Titanitkörnern, es war also ursprünglich auch *Ilmenit* in diesem Gestein vorhanden. Stellenweise kommen auch winzige *Rutil*nadeln vor.

Das Material der Mandeln ist hauptsächlich *Kalzit*, der hier entweder im zwillingsgestreiften Körnern, oder in faserigen Aggregaten vor-

handen ist, und in dem einige Magnetit- und Titanitkörner vorkommen.

Außerdem gibt es auch noch *Pennin*-Mandeln, und sporadisch erscheint auch Quarz als Ausfüllungsmasse.

In dem Gestein von Tschimgen sind auch kataklastische Quarzkörner und Quarziteinschlüsse zu finden, dann einige xenomorphe Albitoligoklaskristalle, die ebenfalls als fremde Einschlüsse zu betrachten sind.

Amphiboldiabasporphyrit.

Dieser stammt von der Nordlehne des Terskei Alatau, aus der Nähe des Narynkol-Kaitschibulak. Es ist ein bläulich grünlich braunes, sehr dichtes Gestein, von weißlichen Adern in regellosen Richtungen durchsetzt.

Der Aufbau seiner *Grundmasse* ist eigentümlich: sie besteht nämlich fast ausschließlich aus grünem Amphibol, dessen winzige Kriställchen derart mit einander verwachsen sind, daß ihre Konturen mitunter garnicht zu unterscheiden sind. In dieser Masse findet man zuweilen einzelne, besser begrenzte 50—80 μ große Amphibolkriställchen. In sehr kleiner Menge nimmt auch der Plagioklas am Aufbau der Grundmasse Anteil, u. zw. in Form von durchschnittlich 60 μ großen zwillingsgestreiften Mikrolithen, oder unregelmäßigen Körnern und Flocken, dann Epidot, Chlorit, sporadisch winzige limonitische Flecken.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspate der *Oligoklasandesin-* und *Andesin*-Varietäten sind durchschnittlich 0·5 mm groß, erreichen selten 1 mm. Sie sind länglich leistenförmig, selten sich dem isometrischen nähernd, in einfachen Kristallen oder zwillingsgestreift, mitunter auch in Kreuzform verwachsen. Diese sind bezüglich ihrer Größe mit den Feldspaten der Grundmasse durch Übergänge verbunden. Die porphyrischen Kristalle des grünen *Amphibols* sind durchschnittlich 0·7 mm große Säulen, mit dem Pleochroismus: n_g = bläulichgrün, n_m = grün, n_p = hell grünlichgelb.

Die, das Gestein durchsetzenden Adern bestehen entweder bloß aus Quarz, Epidot und Kalzit, in diese Adern reichen jedoch auch die Amphibole der Grundmasse hinein. Wieder andere Adern sind bloß mit Epidot ausgefüllt. Die Adern sind einige μ bis 0·1 mm stark.

Diabasporphyrit.

Dieses Gestein stammt von dem Zusammenflusse des von der Nordlehne des Kölü tau (Mittel-Tienshan) entspringenden Flüßchens

Tschong-Taldü mit dem Sarydschass. Es ist ein schwärzlichbraunes, sehr dichtes Gestein, in welchem nur sporadisch hie und da ein kleines glänzendes, oder auch glanzloses Feldspatkörnchen zu finden ist.

Die *Grundmasse* ist holokristallin-mikrolithisch. Größtenteils besteht sie aus höchstens 80 μ großen, leistenförmigen Plagioklasmikrokristallen, doch kommen auch einzelne von 0·3 mm Größe vor, die einen Übergang zu den porphyrischen Feldspaten bilden. Sie löschen durchschnittlich unter einem spitzen Winkel (10—15°) aus. Außer diesen gut idiomorphen, mitunter zwillingsgestreiften Mikrolithen erscheint der Feldspat in der Grundmasse auch in Form von unregelmäßigen Körnern, flockenartigen Gebilden und faserigen Aggregaten. Neben dem Felspat war in der Grundmasse ursprünglich auch ein farbiges Mineral (Pyroxen) vorhanden, doch ist dasselbe völlig zu Chlorit umgewandelt. Dieses Mineral spielte, nach der Gestalt der Pseudomorphosen zu urteilen, dieselbe Rolle, wie der Augit in den ophitischen Diabasen; die idiomorphen Feldspatkristalle durchqueren die Penninfelder nämlich kreuz und quer. Die Menge des Pennins ist nach den verschiedenen Punkten des Gesteins wechselnd, manchmal weniger, an anderen Stellen mehr, stellenweise sogar vorwiegend. Mit dem Chlorit zusammen tritt auch Kalzit in Form von kleinen Körnern oder größeren Aggregaten auf. Ferner findet sich sporadisch ein sehr stark lichtbrechendes und hoch doppelbrechendes Mineral (Anatas?) in winzigen Körnchen. Stellenweise, wo das Gestein brecciös ist, ist die Grundmasse sehr dicht, es finden sich darin auch glasige Partien. Die einzelnen Breccien werden durch Quarzin verkittet. Der Quarzin tritt in bald dünneren, bald breiteren Adern, Aggregaten auf und bildet überall kleine sphärolithische Kügelchen von positivem Charakter.

Porphyrischer Feldspat ist wenig vorhanden. Es ist *Oligoklas* und *Oligoklasandesin*. Er erreicht bis 1 mm Größe. Einzelne sind ziegelförmige oder leistenförmige Kristalle, andere mehr isometrisch: diese sind stark korrodiert und mitunter ist die Resorption so hochgradig, daß der sonst gleichzeitig auslöschende, also zu einem und demselben Individuum gehörige Kristall in der Ebene des Schliffes aus mehreren Stücken zu bestehen scheint und zwischen den einzelnen Stücken Grundmasse vorhanden ist. Es sind selten Zwillinge, ihre Zwillingsstreifen sind sehr verschwommen. Sie sind etwas zersetzt. Nach einzelnen größeren chloritischen Pseudomorphosen zu schließen, war auch ein farbiges Mineral — seiner Form nach als Augit bestimmbar — porphyrisch ausgeschieden.

In diesem Gestein gibt es auch fremde Gesteinseinschlüsse: Quarzitstückchen aus kleinen Quarzitkörnern bestehend.

Obwohl der bestimmbare Plagioklas dieses Gesteines der Oligoklasreihe angehört, kann man es dennoch mit Berücksichtigung der Zusammensetzung seiner Grundmasse und der großen Menge des zu Chlorit umgewandelten farbigen Minerals nicht recht als Oligoklasporphyrit bezeichnen und es gebührt ihm vielmehr die Benennung Diabasporphyrit.

Melaphyre.

Diese stammen aus dem großen Eruptionsgebiet Tschatirkul des südlichen Tienshan aus dem Toyun Becken, das zwischen den Kokkija-Ketten und dem Kurpe-tau, an der russisch-chinesischen Grenze in das Zentralmassiv des Tienshan hineinragt. Der eine, der rotbraune, typische Mandelstein stammt von dem Fundorte Toyun-Kaschkasu, in diesem sieht man mit freiem Auge viel weißlichgelben Feldspat und gelblichrote oder rotbraune und wachsglänzende, mitunter bronzglänzende Mineralkörner und kleinere oder größere Mandeln, deren Größe 34 mm erreicht. Der andere Melaphyr stammt aus dem Toyun Sujok-Tale und ist ein schwarzes, basaltähnliches Gestein mit gelblichgrünen Olivinkristallen und kleinen chloritischen Flecken.

Das mikroskopische Bild dieser beiden Gesteine ist sehr verschieden. Die Grundmasse des Kaschkasuer Melaphyrs ist von untergeordneter Menge und intersertal. Es besteht aus braunem Glas, Augit und Plagioklasmikrolithen. Die nachträgliche Umkristallisation des Glases hat die Bildung unregelmäßig gestalteter Feldspatflocken nach sich gezogen, doch finden sich darin auch viele Ferritkörner. Die scharf begrenzten, zwillingsgestreiften Plagioklasmikrolithe haben eine, bis 30° reichende Auslöschung und gehen stufenweise in die porphyrischen Mineralien über. Die porphyrischen Mineralien dieses Gesteins sind: Plagioklas, Augit und zu Iddingsit umgewandelter Olivin.

Die Grundmasse des Gesteins von Sujok ist nahezu völlig kristallisiert: es ist nur sehr wenig Glasbasis übrig geblieben. Seine Struktur ist der fluidalen ähnlich. Es besteht aus Plagioklas und Augit beiläufig zu gleichen Teilen, zu welchen noch verhältnismäßig ziemlich viel Magnetit und Apatit hinzukommt. Seine Korngröße beträgt durchschnittlich 0·5 mm. Aus dem Aggregat dieser hat sich viel Olivin und wenig Plagioklas porphyrisch ausgeschieden.

Der Plagioklas gehört zur *Labrador*- und der *Bytownit*-Reihe, doch gibt es auch zur *Anorthit*-Reihe neigende Glieder, sie erreichen höchstens 1·5 mm, sie sind länglich platten- oder leistenförmig, selten gedrungener. Es sind fast ohne Ausnahme polysynthetische Albit-, untergeordnet Periklinzwillinge. Die Zwillingsindividuen sind meist

ziemlich breit, obwohl es auch Kristalle aus sehr dünnen Zwillingslamellen gibt. Einzelne zwillingsgestreifte Leisten verwachsen miteinander auch unregelmäßig, ein andermal auch in Kreuzform. An manchen Kristallen ist eine schwach ausgeprägte zonare Struktur wahrnehmbar. Der Plagioklas ist in beiden Gesteinen ziemlich frisch, Einschlüsse sind darin nicht eben häufig, solche sind: Magnetit-, Augit-, Grundmassen- und Serpentineinschlüsse.

Die Farbe des *Augits* ist braun, mitunter rosenfarben angehaucht, ein andermal tabakbraun. Sein Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar; es ist eine geringe Änderung der Färbung zwischen dunklerem braun (n_g) und lichterem braun (n_p) häufig überhaupt nicht bemerkbar. Die Form seiner Kristalle ist in beiden Gesteinen kurz säulenförmig oder unregelmäßig. Häufig ist er in den zwischen den idiomorphen Plagioklaskristallen freigebliebenen Zwischenräumen auskristallisiert, mitunter enthält er sogar kleine, leistenförmige Plagioklaseinschlüsse, aber anderseits kommen auch im Plagioklas idiomorphe Augitkristalle vor. Die Ausscheidung des Augits hat also lange gedauert. Seine Größe beträgt im Gestein von Sujok durchschnittlich 0·1 mm, auch in jenem von Kaschkasu höchstens bloß 1 mm. Seine Kristalle sind gewöhnlich einfach, selten Zwillinge nach der Querfläche (100). Die Zahl seiner Zwillingsindividuen beträgt 2—3. Mitunter treten sie auch in größeren Gruppen auf.

Ein Teil der farblosen Kristalle des *Olivins* kann zu Grundmasse gerechnet werden: das sind 50—100 μ große, gut idiomorphe Kristalle ohne eine Spur von Korrosion, während die größeren, porphyrischen Olivinkristalle auch 4 mm Größe erreichen und immer korrodiert sind, wobei die Einbuchtungen die Kristallform durch ihre Größe ganz verderben. Der Olivin ist auch im Gestein von Sujok nicht ganz frisch, auch hier wird er von einem rötlichen, serpentinischen Rande umgeben, und im Mandelstein von Kaschkasu findet man bloß die Pseudomorphosen desselben. Die Kristallform ist meist vollkommen gut erhalten, aber das dieselbe ausfüllende Material ist nicht mehr Olivin, sondern Iddingsit mit wenig Eisenerz und Kalzit.

Der durch Umwandlung aus Olivin entstandene Serpentin ist entweder heller rotbraun oder orangerot, selten zitronengelb. Nur die stärker gefärbten sind pleochroistisch, aber auch diese nur schwach: n_g = orangegelb, zitronengelb, n_m = bräunlich orangegelb, n_p = lebhaft orangerot oder rotbraun. Während die kleinere Kristalle mit einer gleichmäßig roten Masse ausgefüllt sind, besteht bei den größeren häufig nur eine äußere Zone aus solchem gleichmäßigen oder gleichzeitig auslöschenden roten Mineral, während der innere Teil zitronen-

gelb oder ganz hell grünlichgelb und mit roten Adern durchzogen ist. Es kommt aber dieses mehr blaß gelbliche Material in einzelnen Drusen auch in roter Partie eingebettet vor. Ein andermal ist ihr Inneres ganz amorph und auch mit Hämatit ganz bedeckt. Dieser Iddingsit hat eine faserige Struktur, löscht aber auf einer großen Fläche, manchmal sogar in der ganzen Pseudomorphose gleichzeitig aus, seine Doppelbrechung entspricht beiläufig jener des Biotits, obwohl sie infolge seiner sehr starken eigener Färbung nicht überall bestimmbar ist. Sein Achsenbild ist sehr verschwommen, doch ist soviel festzustellen, daß die Achsen sich höchstens nur wenig öffnen, zumeist scheint er einachsig zu sein, sein optischer Charakter ist negativ.

Die Olivinkristalle werden mitunter an den Rändern, die kleineren aber (Sujok) in ihrer ganzen Masse rot.[1] Diese äußere, mitunter ganz dünne Hülle, welche die Eigenschaften des Olivins besitzt, ist in mehreren Fällen auch dann Olivin geblieben, wenn schon der größte Teil des Kristalls zu Serpentin und Kalzit umgewandelt ist. Er hat auch einen schwachen Pleochroismus.

Magnetit ist in dem Gestein viel vorhanden, seine scharf begrenzten Körner sind frisch, nur stellenweise hämatitisch geworden, ein andermal haben sich aus ihm auch Titanitkörner ausgeschieden. Im Melaphyr von Sujok ist auch viel *Apatit* vorhanden, seine außerordentlich feinen Nadeln erreichen bis 0·4 mm Länge.

Die zahlreichen Lücken des Mandelsteins von Kaschkasu werden von verschiedenen Materialien inkrustiert, bezw. ausgefüllt. Dieses Material ist zum Teil *Kalzit*, doch findet man auch reichlich *Zeolith*-mandeln. Die winzigen, dünnen Fäden und sphärolitischen Aggregate des Zeoliths haben sich auf die Wände des Hohlraumes lagenweise abgesetzt, u. zw. so, daß die faserige Lage in der Mitte liegt, während das Innere der Mandel bisweilen aus einem ungemein feinkörnigen oder anscheinend amorphen Material besteht. Die, ihrer Länge nach positiven (+) Fädchen des mittleren Teiles sind gelblichgrau, ihre Lichtbrechung ist bedeutend geringer, als die des Kanadabalsams, die Farbe seiner Doppelbrechung geht im normalen Dünnschliff bis zum orangerot I hinauf. Die Auslöschung ist parallel. Vielleicht ist es

[1] Rosenbusch, nach dem diese Erscheinung auf die Ausscheidung von Eisenoxyd zurückzuführen ist und den größeren Fajalitgehalt an den Rändern anzeigt, ist der Meinung, daß das Rotwerden von der Umwandlung zu Iddingsit scharf zu unterscheiden ist. In den Dünnschliffen dieser Gesteine hat es den Anschein, daß diese beiden Erscheinungen einigermaßen miteinander zusammenhängen, nachdem das Serpentinisieren des roten Olivins nach der Auswanderung des Eisenoxydes an die Ränder, in dem an Eisen ärmer gewordenen inneren Teil intensiver wird.

Natrolith. Ein solcher Zeolith kommt auch in den meisten Kalzitmandeln als äußere Kruste vor. Doch gibt es auch noch eine andere Art von Zeolith. Dieser ist von lamellaler Struktur und völlig farblos. Seine Lichtbrechung ist sehr niedrig und die Doppelbrechung steigt bis bläulichgrau I. Er spaltet unvollkommen in zwei Richtungen, die Auslöschung ist parallel. Er ist optisch einachsig und positiv. Am Aufbau nimmt auch Iddingsit teil.

In den kleinen Mandeln des Gesteines von Sujok findet sich Iddingsit, Pennin und Delessit.

Die untersuchten Gesteine in der Reihenfolge der Aufsammlung.

Sammlung vom Jahre 1906.

11. Biotitgranit, porphyrisch — Ferghana-Kette, östl. Kugart-Tal.
16. Dolomit — Zentraler Tienshan, Naryn-Tal, W-lich von der Mündung des Ulan.
21*a*. Kohliger Tonschiefer, kalkig — Ferghana-Kette, westl. Kugart-Tal.
21*b*. Glimmerig-kalkig toniger Sandstein — Ferghana-Kette, westl. Kugart-Tal.
23. Sandiger Schiefer, glimmerig, kalkig — Ferghana-Kette, östl. Kugart-Tal.
24. Konglomeratischer Sandstein, eisenschüssig — Zentraler Tienshan, Naryn-Tal, nahe an der Einmündung des Atbaschi.
25. Glimmerig-eisenschüssiger Tonschiefer — Zentraler Tienshan, Naryn-Tal, W-lich von Narynskoje.
26*a*, *b*, Chloritischer Tonschiefer — Zentraler Tienshan, Naryn-Tal.
27. Serizitphyllit, knotig — Zentraler Tienshan, Naryn-Tal, Malinki su, Karagaj tau.
28. Kalkiger Sandstein, tonig — Zentraler Tienshan, Iriszu, Nordlehne des Karagaj tau.
29. Porphyr — Zentraler Tienshan, Karartasch, S-Lehne des Dschitim tau.
31*a*. Glimmeriger Tonschiefer — Zentraler Tienshan, Djakbolot, S-Lehne des Dschitim tau.
31*b*. Sandiger Tonschiefer — Zentraler Tienshan, Djakbolot, S-Lehne des Dschitimtau.
31*c*. Sandiger Schiefer, glimmerig — Zentraler Tienshan, Djakbolot, S-Lehne des Dschitim tau.
31*d*. Kohliger Tonschiefer — Zentraler Tienshan, Djakbolot, S-Lehne des Dschitim tau.
32. Konglomeratischer Sandstein, kalkig — Zentraler Tienshan, Djakbolot, S-Lehne des Dschitim tau.
35. Albitoligoklasporphyrittuff — Zentraler Tienshan, Dschelangatsch, N-Lehne des Dschitim tau.
36. Kalkiger Dolomit — Zentraler Tienshan, Aikol-Bach, nächst seiner Mündung in den Burkhan.
37. Quarzphyllit — Zentraler Tienshan, nördlicher Djakbolot, Nordlehne des Dschitim tau.

38$_{1,2}$. Biotitgranit, kataklastisch — zentraler Tienshan, Burkhan-Fluß, Terskei) Alatau S-Lehne.
39. Serizitphyllit, chloritisch — Zentraler Tienshan, Burkhan-Fluß, nächst der zur Mündung des westlichen Djamanitschke.
40. Biotitamphiboldiorit — Zentraler Tienshan, nördliches Tontal, Terschkei Alatau.
41. Uralitdiabas — Zentraler Tienshan, Schlucht des Tosor-Flusses unterhalb Issykkul.
50. Quarzdiorit — Zentraler Tienshan, Preobrasenskoje, Sarbulak, Kungei Alatau.
53. Porphyr — Zentraler Tienshan, Keensu, Sáry Aigür, Kungei Alatau.
56. Konglomeratischer Sandstein — Zentraler Tienshan, Tekes-Schlucht, nächst der Mündung des Tiek.
57. Sandstein — Zentraler Tienshan, Tekes-Schlucht, Oberlauf des Tekes.
58. Albitoligoklasporphyrittuff — Zentraler Tienshan, Tekes basi, N-Lehne des Terskei Alatau.
59. Quarzporphyrittuff — Zentraler Tienshan, Tekes basi, N-Lehne des Terskei Alatau.
63. Sandiger Schiefer, chloritisch — Zentraler Tienshan, Kübergenty-Paß, Hauptrücken des Terskei Alatau.
64. Sandiger Schiefer, kalkig — Zentraler Tienshan, Kübergenty-Tal, Terskei Alatau.
65. Eisenschüssig-toniger Sandstein — Zentraler Tienshan, Kakpak-Rücken, Terskei Alatau.
66. Kalkige Arkose — Zentraler Tienshan, Kakpak Kaitschi bulak, Terskei Alatau.
67. Pyroxenporphyrit — Zentraler Tienshan, Kakpak Kaitschi bulak, Terskei Alatau.
68. Quarzporphyrittuff — Zentraler Tienshan, Kakpak Kaitschi bulak, Terskei Alatau.
70. Amphibolschiefer — Zentraler Tienshan, Kakpak Kaitschi-Rücken, Terskei Alatau
74. Arkose Sandstein — Zentraler Tienshan, Kakpak-Schlucht, Terskei Alatau.
77. Biotitmuskovitgneis — Östlicher Tienshan, Tschedschin bulak, Khalik tau.
80. Quarzdiorit — Östlicher Tienshan, Tschedschin bulak, Khalik tau.
80*a*. Granulit — Östlicher Tienshan, Tschekirte, Khalik tau.
81. Granitpegmatit — Östlicher Tienshan, Tschedschin bulak, Khalik tau.
83$_1$ Biotitamphibolschiefer — Östlicher Tienshan, Agias-Tal, Khalik tau.
83$_2$ Quarzdiorit, kataklastisch — Östlicher Tienshan, Unterlauf des Agias-Flusses, Khalik tau.
84. Biotitgranit, kataklastisch — Östlicher Tienshan, Unterlauf des Agias-Flusses, Khalik tau.
85$_{1,2}$ Biotitamphibolaugitdiorit — Östlicher Tienshan, Unterlauf des Agias-Flusses, Khalik tau.
86. Amphibolit mit Einschluß von gabbroidem Gestein — Östlicher Tienshan, Oberlauf des Agias-Flusses, Khalik tau.
90. Serizitaktinolithschiefer — Östlicher Tienshan, Agias Kain bulak, Khalik tau.
95. Kalkiger Sandstein — Kuldschaer Nanshan, untere Kaschan-Schlucht, Hügelreihe Sümbe.
96. Konglomeratischer Sandstein, kalkig — Kuldschaer Nanshan, untere Kaschan-Schlucht, Hügelreihe Sümbe.
96*a* Albitoligoklasporphyrit-Konglomerat — Kuldschaer Nanshan, untere Kaschan-Schlucht, Hügelreihe Sümbe.
97. Granitaplit — Kuldschaer Nanshan, oberer Teil des unteren Kaschan.
98. Amphibolaugitmikrodiorit — Kuldschaer Nanshan, oberer Teil des unteren Kaschan.

99. Quarzdioritporphyrit — Kuldschaer Nanshan, oberer Teil des unteren Kaschan.
100. Kalkiger Sandstein — Zentraler Tienshan, das sich gegen den Tekes öffnende Tor des Bayumkol.
101. Granodiorit — Zentraler Tienshan, Narynkol, unweit Ohotnitschij.
102. Amphiboldiabasporphyrit — Zentraler Tienshan, Narynkol Kaitschi bulak, Terskei Alatau.
103. Biotitmuskovitgranit — Zentraler Tienshan, Narynkol baschi, Terskei Alatau.
104. Biotitgranit — Zentraler Tienshan, Ala Aigir, N-Lehne des Khan Tengri.
105. Aktinolithischer Epidotschiefer — Zentraler Tienshan, oberster Lauf des Aschutör, N-Lehne des Khan Tengri.
106. Serizitphyllit, chloritisch — Zentraler Tienshan, Aschu sai, NW-Lehne des Khan Tengri.
107. Serizitphyllit — Zentraler Tienshan, Aschuschai-Rücken, Quellgebiet des Bayumkol, NW-Lehne des Khan Tengri.
107*a* Kalkiges Konglomerat, Einschluß aus dem Phyllit — Zentraler Tienshan, Aschussai-Rücken, Quellgebiet des Bayumkol, NW-Lehne.
108*a*, *b* Biotitgranit mit viel Titanit — Zentraler Tienshan, Rücken zwischen Akköl und Karaköl, Terskei Alatau.
111. Serizitphyllit, kalkig — Zentraler Tienshan, Dschassilköl, Terskei Alatau.
113. Serizitphyllit, eisenschüssig — Zentraler Tienshan, Dschassilköl, Terskei Alatau.
115. Sandiger Schiefer, tonig — Zentraler Tienshan, Dschassilköl, Terskei Alatau.
116. Biotitgranit, kataklastisch — Zentraler Tienshan, Dschassilköl, Terskei Alatau.
118. Arkose — Zentraler Tienshan, Tiek-Fluß, Terskei Alatau.
119. Sandiger Schiefer — Zentraler Tienshan, S-lich von der Mündung des Tiek, Terskei Alatau.
120. Quarzporphyrittuff — Zentraler Tienshan, oberster Lauf des Tiek, Terskei Alatau.
121. Arkose — Zentraler Tienshan, oberster Lauf des Tiek, Terskei Alatau.
125. Eisenschüssig chloritischer Sandstein — Zentraler Tienshan, Uralma, Terskei Alatau.
126. Arkose — Zentraler Tienshan, Oberlauf des Sarydschass, W-lich von der Adyrtör-Mündung.
128. Toniger Kieselschiefer — Zentraler Tienshan, Oberlauf des Sarydschass, E-lich von der Adyrtör-Mündung.
133. Biotitamphibolgranit, mit einer Biotitminetteader — Zentraler Tienshan, Kölü Aschütör baschi, zwischen Terskei und Kölü tau.
137. Sandiger Dolomit — ZentralerTienshan, Borkoldaj-Rücken, N-licher Borkoldaj tau.
140. Biotitgneis — Zentraler Tienshan, Unterlauf des Karakol-Flusses, Karagaj tau.
141. Granodiorit — Zentraler Tienshan, Unterlauf des Karakol, Karagaj tau.
142. Muskovitbiotitglimmerschiefer — Zentraler Tienshan, Kuntala, E-Lehne des Dschitim tau.
143. Kohligtoniger Kieselschiefer — Zentraler Tienshan, Dschaktasch, Kara Mojnok, Dschitim tau.
144. Aktinolithischer Epidotschiefer — Zentraler Tienshan, Östlicher Djamanitschke, N-Lehne des Taragajsürt.
145. Serizitglimmerschiefer, chloritisch — Zentraler Tienshan, Östlicher Djamanitschke, N-Lehne des Taragaj sürt.
146. Biotitgranit — Zentraler Tienshan, Burkhan baschi, Terskei Alatau.
154. Albitoligoklasporphyrit — Nanshan, NW-Abhang des Tosgul-Salzsees.
158. Quarzporphyr — Nanshan, Dardampe-Fluß.

159. Granodiorit — Nanshan, Dorf Schunkar.
160. Augitmikrodiorit — Nanshan, Dorf Schunkar.
161. Quarzporphyr (Rhyolith) — Nanshan, S-lich vom Dorfe Ketymen.
162. Quarzporphyrtuff (Rhyolithtuff) — Nanshan, Dschimitschke bulak, zwischen Ketymen und Tschong Atschainok.
163. Quarzporphyrtuff (Rhyolithtuff) — Nanshan, Dorf Atschainok, oberster Lauf des nördlichen Kaschan.
165. Quarzsandstein — Nanshan, nördlicher Kaschan-Fluß.
201. Diabasporphyrit — Zentraler Tienshan, Sarydsass-Schlucht Tschong Taldü, Kölü tau.
202. Ophitischer Diabas — Zentraler Tienshan, Sarydsass, Schlucht Tschong Taldü Kölü tau.
203*a* Schieferiger Kalksandstein, tonig — Zentraler Tienshan, Mündung des Ajutör, Tschong Terekty, Terekty tau.
204. Sandiger Schiefer, kalkig — Zentraler Tienshan, Orokher tau, neben dem Sarydschass.
205*a* Kalkiger Sandstein, glimmerig — Zentraler Tienshan, Bedel-Fluß, N-Lehne des Koktal tau.
206. Kalkiger Sandstein — Zentraler Tienshan, Üzüngegus Karassai, Kogeletschab-Gegend.
207. Kalkphyllit — Zentraler Tienshan, Üsüngegus Emegen, N-Lehne des Kokschal tau.
208. Kalkiger Sandstein, limonitisch — Zentraler Tienshan, Üsüngegus Assussu, Gegend Kogeletschab.
211. Kalkiger Sandstein, glimmerreich — Zentraler Tienshan, Tschong Tura baschi, Kokschal tau.
212. Glimmerig toniger Sandstein — Zentraler Tienshan, Naryn kaptschagaj, S-Lehne des Dschitim tau.
213. Muskovitgneis mit wenig Biotit — Zentraler Tienshan, Atbaschi, Südlehne des Karagaj tau.
215. Ophitischer Diabas — Zentraler Tienshan, Krdschol-Paß, E-Lehne des Üjürmen tau.
218. Kieselschiefer — Zentraler Tienshan, N-Lehne des Kokkija-Sees, Südlicher Kokkija tau.
220. Augitporphyrit — Zentraler Tienshan, Kokkija-See, S-licher Kokkija tau.
221. Kalksschiefer, sandig, tonig — Südlicher Tienshan, Kokkija Karabel.
222. Agglomeratischer Porphyrtuff — Südlicher Tienshan, Kukkija Karabel-Rücken.
226. Melaphyrmandelstein — Südlicher Tienshan, Toyun Kaschkasu, Südlich von Kurpe-tau.
227. Sandstein — Südlicher Tienshan, Toyun Eiran, S-lich von Kurpe tau.
228. Quarzsandstein — Südlicher Tienshan, Djitimbel-Rücken, Kurpe tau.
229. Sandiger Tonschiefer, kohlig — Alaiku Düjün, Kurpe tau.
233. Ophitischer Diabas — Ferghana-Gegend, Schlucht Alaiku Tujuk su.
234. Aktinolithschiefer — Zentraler Tienshan, Dschity Ogus, SE-lich von Issikkul.

Sammlung vom Jahre 1909.

2. Roter Kalkstein, porös — Ferghana-Gegend, Djalpak tasch, WSW-lich von Özgön.
11. Arkosensandstein — Ferghana-Gegend, Unkür-Tal, bei der Alaiku-Krümmung.
15*a*, *b*. Grobe Breccie — Ferghana-Gegend, Tar Alaiku-Tal.

17. Serizitphyllit — Ferghana-Gegend, Alaikuu-Mündung, Terek-Tal.
20. Glimmerig toniger Sandstein — Ferghana-Gegend, Alaikuu, Mündung des Sültü bulak.
21. Quarzsandstein, glimmerig — Ferghana-Gegend, Kalmakaschu, russisch-chinesische Grenze.
24. Biotitaugit-Kersantit — Südlicher Tienshan, nördlicher Dscherüj-Rücken, Koktan tau.
25. Olivinkersantit — Südlicher Tienshan, Toyun Sujok-Tal, Koktan tau.
27. Melaphyr — Südlicher Tienshan, Toyun Sujok-Tal, Koktan tau.
28. Kalksandstein — Südlicher Tienshan, Toyun Sujok-Tal (Kinkaren) Koktan tau.
29. Olivindiabas — Südlicher Tienshan, Toyun-Haupttal, Tschamaldu-Mündung, Koktan tau.
30. Serizitphyllit, kalkig — Zentraler Tienshan, Tass Rabat-Rücken, Üjürmen-Gebirge.
33. Quarzitischer, sandiger Schiefer, tonig — Zentraler Tienshan, Atbaschi-Schlucht, nordöstlicher Teil des Bajbutsche.
35. Serizitalbit-Gneis, chloritisch — Zentraler Tienshan, N-liches Bogüschti-Tal, Üjürmen tau.
36. Serizitalbit-Gneis, aktinolithisch — Zentraler Tienshan, nördliches Bogüschti-Tal, Üjürmen tau.
38. Serizitalbit-Gneis — Zentraler Tienshan, nördliches Bogüschti-Tal, Üjürmen tau.
47. Kalkiger Sand — Westlicher Taklamakan, W-licher Teil des Opal.
48. Glimmeriger Mergel, locker — Westlicher Taklamakan, Singarkasch.
50. Chloritschiefer — Kaschgar-Alpen, Ulugart-Tal, W-lich von Sajgan.
51. Gabbroschiefer — Kaschgar-Alpen, Felskap an dem Zusammenfluße des Ulugart und des Bostanartscha.
52. Muskovitbiotit-Glimmerschiefer — Kaschgar-Alpen, Bostanartscha-Tal, E-Lehne des Gebirges.
53. Quarzsandstein, glimmerig — Kaschgar-Alpen, Bostanartscha-Tal, gegenüber der Mündung des Artschalajrik.
56. Serizitphyllit, mit Quarzit alternierend — Kaschgar-Alpen, Bostanartscha-Rücken, nördlich vom Atajnok-Gletscher.
57. Spilosit — Kaschgar-Alpen, Atojnok baschi, bei dem gleichnamigen Gletscher.
58. Steatit-Phyllit mit Quarzknoten — Kaschgar-Alpen, Arpa-Tal, nächst des Ges-Flußes.
59. Serizit-Phyllit, mit Dolomit alternierend — Kaschgar-Alpen, Djagos davan.
61. Amphibolgabbro — Kaschgar-Alpen, Tschitschol-Mündung, Ges-Tal.
62. Quarzsandstein — Kaschgar-Alpen, bei dem Gletscher Köl-dschailak.
63. Augengneis — Kaschgar-Alpen, Ges-Schlucht, zwischen Djagos und Ütschkepe.
64. Muskovitbiotit-Quarzit — Kaschgar-Alpen, Ges-Schlucht, Ütschkepe.
65*a*, *b*. Serizitphyllit, steatitisch — Kaschgar-Alpen, Ges-Schlucht, Djagos-Mündung.
66. Gneisquarzit — Pamir, 3 km W-lich vom Kokmojnok.
97. Sillimanithaltiger Glimmerschiefer — Pamir, Ufer des Sees Tschakkaragl, Kiakbaschi.
68. Biotitgranit, epidotisch — Pamir, Mündung des Kürz-Tales.
70. Muskovitbiotit-Glimmerschiefer — Pamir, Kuntibes-Tal, 2 km oberhalb des Dscholbeles.
71. Granitpegmatit — Pamir, Kuntibes-Tal, 2 km oberhalb des Dscholbeles.
72. Granitpegmatit, mit viel Turmalin — Pamir, Kuntibes-Tal, 2 km oberhalb des Dscholbeles.

73. Serizitbiotitphyllit — Pamir, Kiakbaschi-Tal.
74. Serizitalbitphyllit — Pamir, Kiakbaschi-Tal, Tschalködü.
75. Sillimanitgneis — Kaschgar-Alpen, Koschbel-Rücken, oberhalb des Ursprunges des Ges.
76. Biotitgranit — Kaschgar-Alpen, Ojürma-Tal.
77. Epidotalbitgneis, chloritisch — Kaschgar-Alpen, Karaart-Tal, S-lich vom Muk.
79. Kalkschiefer, quarzig — Kaschgar-Alpen, Suukschüver-Tal.
80. Porphyroid (Serizitalbitgneis) — Kaschgar-Alpen, Koschoj su, oberhalb Muk.
83. Albitoligoklasaplit — Kaschgar-Alpen, Targalak aul, S-lich vom Ajgart-Fluß.
84. Quarzdioritaplit — Kaschgar-Alpen, Atdjeilö-Rücken, oberhalb des Ursprunges des Tschimgen.
85. Spilitdiabas — Kaschgar-Alpen, Kur Tschimgen-Tal.
87. Uralitdiabas — Kaschgar-Alpen, oberster Teil des Tschimgen-Tales.
103*a*, *b*. Quarzsandstein, klastoporphyrisch — Westlicher Kuenlün, Keklidschül-Tal, Karatasch-Gegend.
104. Dolomit — Westlicher Kuenlün, Kain-davan-Rücken, Karatasch-Gegend.
107. Sandiger Schiefer, serizitisch — Westlicher Kuenlün, Tschimgen-darja-Kaündü-Tal.
109. Eisenschüssig glimmeriger Sandstein — Westlicher Kuenlün, Tschutek-Rücken, Kisil bel.
118. Gneisgranit — Westlicher Kuenlün, Taschkerem-Mündung, Kengkol-Gegend.
119. Sandiger Schiefer, phyllitartig — Westlicher Kuenlün, Dorf Bag, oberhalb Jarkend darja.
121. Granitpegmatit, kataklastisch — Westlicher Kuenlün, Dorf Kuscherab, Jarkend darja.
122. Granitpegmatit, kataklastisch — Westlicher Kuenlün, Taraska-Tal, Jarkend darja.
133. Quarzsandstein — Südlicher Tienshan, Tschigatschak Karaul, Örük-Tal.
135. Spilitdiabas — Südlicher Tienshan, Sujok-Rücken, N-Lehne des Kurpe tau.
136. Kalkiger Sandstein, glimmerig — Südlicher Tienshan, Sujok-Rücken, N-Lehne der Kurpe tau.
137. Biotitgranit, porphyrisch — Südlicher Tienshan, Koturtasch, Arpa-Becken.
138. Granitporphyr — Zentraler Tienshan, Keltebuk-Rücken, Üjürmen tau.
140. Epidotalbit-Gneis, chloritisch — Zentraler Tienshan, Keltebuk-Tal, Üjürmen tau.
151. Dolomit — Zentraler Tienshan, Tschet Nura-Tal, Nura-Gebirge.
153. Amphibolbiotit-Granit — Zentraler Tienshan, Sektör, N-lich von Narynskoje.
154. Granodiorit — Zentraler Tienshan, Sektör, N-lich von Narynskoje.
156. Hämatitischer Magnetitschiefer — Zentraler Tienshan, Kumbel-Rücken, W-lich von Klein-Naryn sürt.
158. Quarzsandstein, tonig — Zentraler Tienshan, Keng-su Tal, nördlich vom Dschitim tau.
159. Epidotisch quarziger Schiefer — Zentraler Tienshan, Kaschka Bajbitsche Rücken, Ulan-Gegend.
160. Glimmeriger Tonschiefer — Zentraler Tienshan, Düngüreme-Tal, Ulan-Gegend.
162. Biotitporphyrit — Zentraler Tienshan, Akkorum-Tal.
163. Sandiger Schiefer — Zentraler Tienshan, Karakorum-Tal, Kokschal tau.
164. Sandiger Schiefer, glimmerreich — Zentraler Tienshan, Kogart-Rücken, Kokschal tau.
165. Eisenschüssiger Tonschiefer, kristalliner Kalkstein und kalkige Sandsteinschiefer wechsellagernd — Kogart-Rücken, Kokschal tau.

167. Biotitamphibol-Granit, porphyrisch — Südlicher Teil des Zentralen Tienshan, Keng-Tal, Kokschal tau.
175. Dolomit — Südlicher Teil des Zentralen Tienshan, Béschkap, Karateke tau.
180. Glimmerig toniger Sandstein mit Quarzdioritaplitadern — Südlicher Teil des Zentralen Tienshan, Subaschi, W-lich von Kelpin.
184. Dolomit — Südlicher Teil des Zentralen Tienshan, Kijak-Tal, Karateke tau.
185. Dolomit, etwas kalkig — Südlicher Teil des Zentralen Tienshan, Kisilkaptschagaj, Karateke tau.
187. Augitporphyrit-Mandelstein — Südlicher Teil des Zentralen Tienshan, Sar-Bach-Tal, Karateke tau.
191. Agglomeratischer Porphyrittuff — Südlicher Teil des Zentralen Tienshan. Bosaj-Tal, Kokschal tau.
201. Sandstein — Ferghana-Gegend, Tschitti-Tal, bei Alabuga.
202. Quarzphyllit — Ferghana-Gegend, Tschitti-Tal, bei Alabuga.

TAFEL XXIV.

Bild 1. Biotitminette — Kölü Aschütörbaschi, Zentraler Tienshan. 58-fache Vergr. bei gekr. Nik. Das panidiomorphkörnige Gestein zeigt schwache Fluidalstruktur.

« 2. Teil des Olivinkersantit — Toyun Suyok, südlicher Tienshan. 58-fache Verg. bei gekr. Nik. In diesem Detail sind die langen Biotitfäden und die divergentstrahligen Plagioklasleisten, dazwischen wenig Augitkörner zu sehen.

« 3. Ein anderer Teil desselben Gesteines, 36-fache Vergr. bei gekr. Nik.: porphyrische Olivinkristalle in aus Plagioklas, Biotit und Augit bestehender Grundmasse.

« 4. Quarzporphyrtuff Kuldschaer Nänshan, Kaschanfluß. 92-fache Vergr. mit 1 Nik. Die verschieden gestalteten Glasfäden und größere Glasstücke sind in ein sehr feines hyalines Bindemittel eingebettet.

« 5. Augitkristallskelette aus Spilitdiabas — Kur Tschimgen, Kaschgar-Alpen. 92-fache Vergr. bei gekr. Nik. Auf dem Bilde sind die straußenfederartigen u. a. Skelette sichtbar.

« 6. Melaphyr Toyun Kaschkasu, südlicher Tienshan. 36-fache Vergr. mit 1 Nik. Bei der großen Olivinpseudomorphose ist die Korrodierung gut sichtbar. Am Rande (heller Teil) ist noch ein etwas frischerer roter Olivinrand vorhanden, das Innere besteht schon aus Iddingsit und Kalzit.

TAFEL XXIII.

Bild 1. Glimmerquarzit in der Richtung der Schieferung — Ütschkepe, Kaschgar-Alpen. 36-fache Vergr. bei gekr. Nikols. Granoblastischer Quarzhaufen mit wenig Muskovit und Biotit

« 2. Eine glimmerige Schicht von Serizitalbitgneis senkrecht zur Schieferung — nördliches Bogüschti, mittlerer Tienshan. 36-fache Vergr. bei gekr. Nikols. Gestein von typischer Helizitstruktur mit Albitporphyroblasten.

« 3. Kleinkörniger Muskovitgneis in der Schieferungsebene — Atbaschi, mittlerer Tienshen. 58-fache Vergr. bei gekr. Nikols.

« 4. Kataklastischer Quarzdiorit — Agias-Tal, Khaliktau. 36-fache Vergr. bei gekr. Nik. Der Quarz ist völlig zertrümmert, während Feldspat und Amphibol in grösseren Stücken vorhanden ist.

« 5. Mikropegmatitischer Teil des Granitaplits — Kaschan-Tal, Kuldschaer Nanshan. 60-fache Vergr. bei gekr. Nik. Im Bilde ist das Übergehen in Mikropegmatit der Quarz- und Feldspatkörner gut sichtbar.

« 6. Quarzdioritaplitader im Sandstein — Subaschi, Gegend von Kelpin. 36-fache Vergr. bei gekreuzt. Nik.

TAFEL XXII.

Bild 1. Arkose — mittlerer Tienshan, Tiek, Terskei Alatau. 58-fache Vergr. bei gekreuzten Nikols. Die Quarz- und Feldspattrümmer sind vorherrschend mit Kalzit zusammen gekittet.

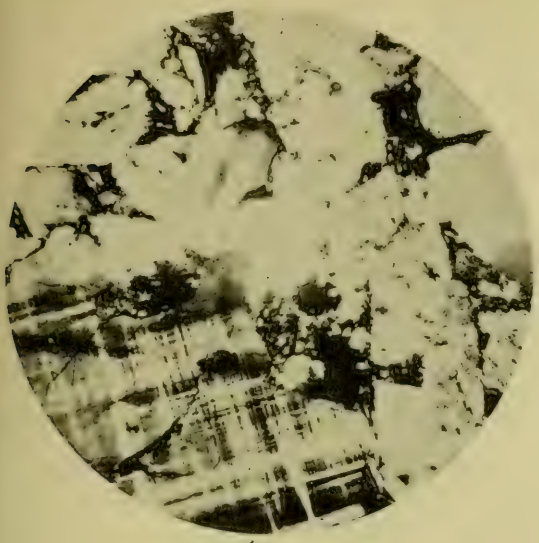
« 2. Klastoporphyrischer Quarzsandstein — Keklidschül, Kuenlüen. 36-fache Vergr. bei gekr. Nikols.

« 3. Kohlenhältiger Tonschiefer senkrecht zur Schieferung Djakbolot, Dschitimtau. 90-fache Vergr. mit 1 Nik.

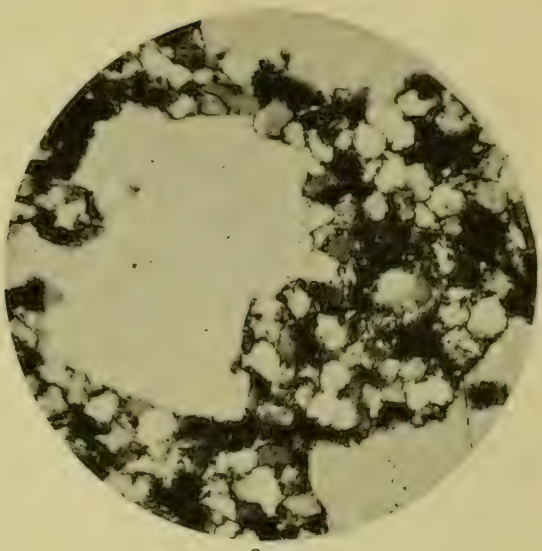
« 4. Derselbe nach Ausglühung. 480-fache Vergr. mit 1 Nikol. Das zurückgebliebene Rutilnetz ist im Bilde nicht so gut erkennbar, wie im Dünnschliffe unter dem Mikroskop bei verschiedener Einstellung, weil im normalen Dünnschliff von 30 μ schon viele Schichten der Rutilnadeln übereinander liegen.

« 5. Serizitbiotitphyllit senkrecht zur Schieferung — Kiakbascher Tal, Pamir. 36-fache Vergr. mit 1 Nikol. Das Grundgewebe besteht aus Haufen v. Serizit, Ton. Quarz, die grossen Biotitporphyroblasten liegen sehr oft nicht in der Schieferungsebene.

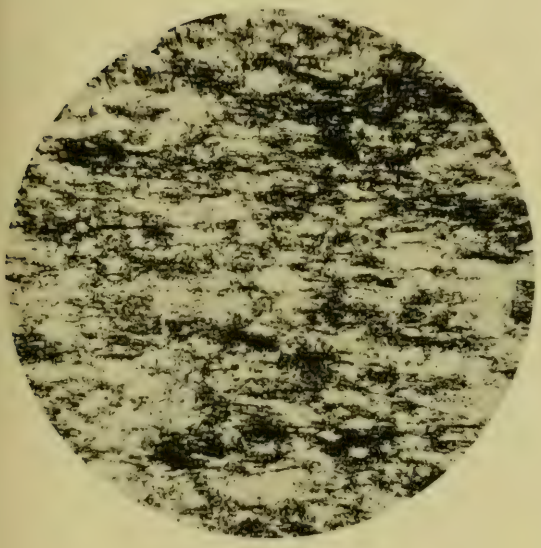
6. Serizitalbitphyllit senkrecht zur Schieferung — Kiakbascher Tal, Pamir. 36-fache Vergr. bei gekr. Nikols. Das Grundgewebe besteht aus Ton, Serizit und Quarzit, Albit ist hauptsächlich nur porphyroblastisch.



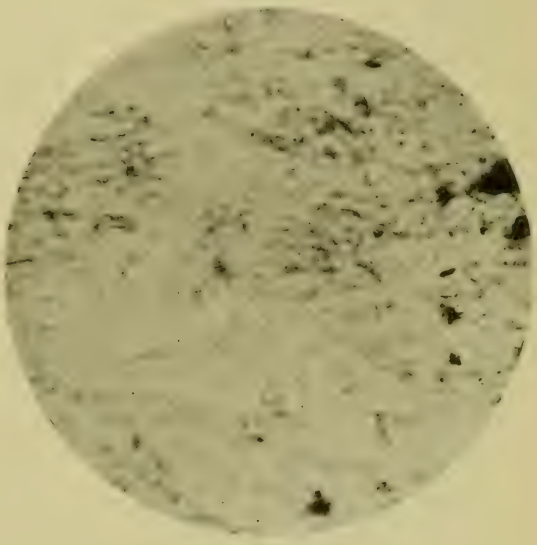
1



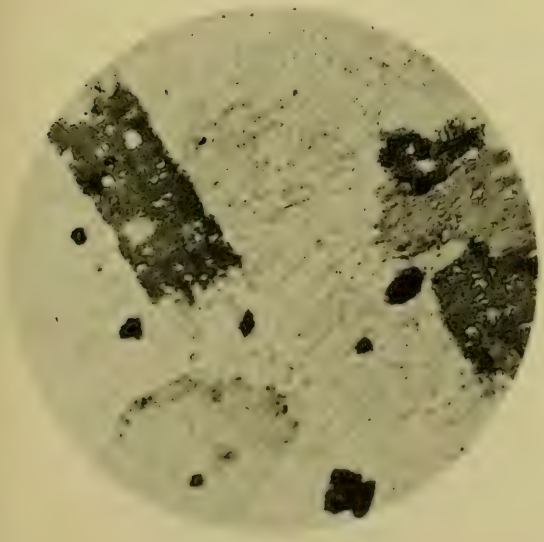
2



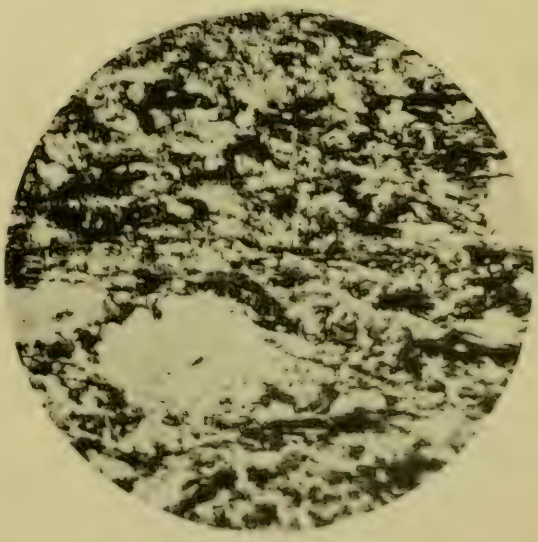
3



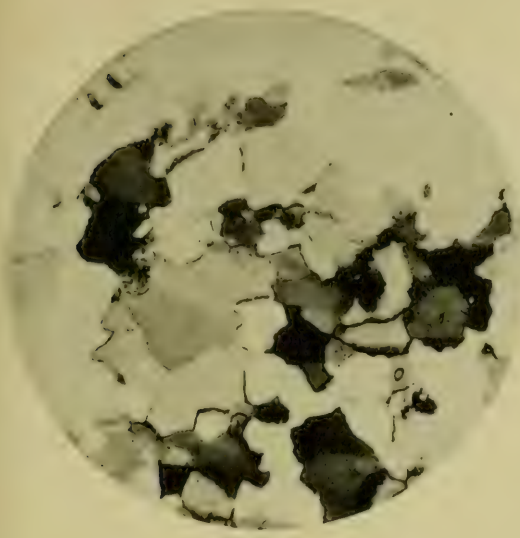
4



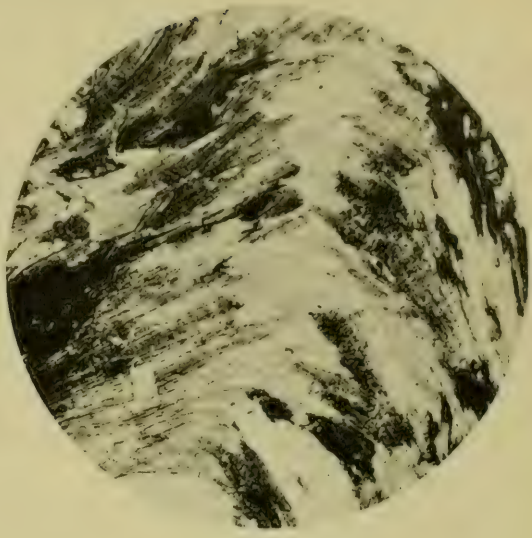
5



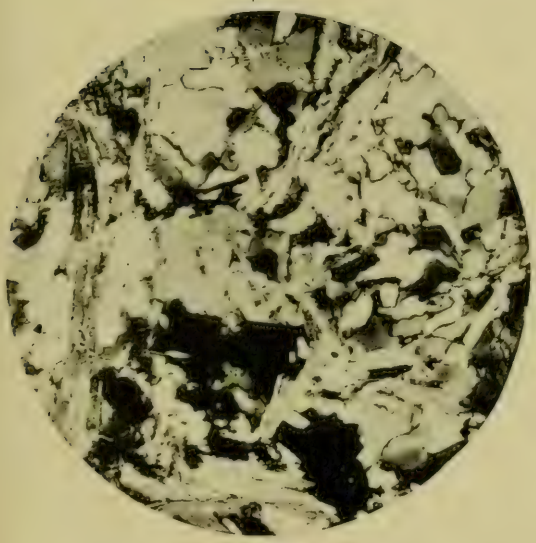
6



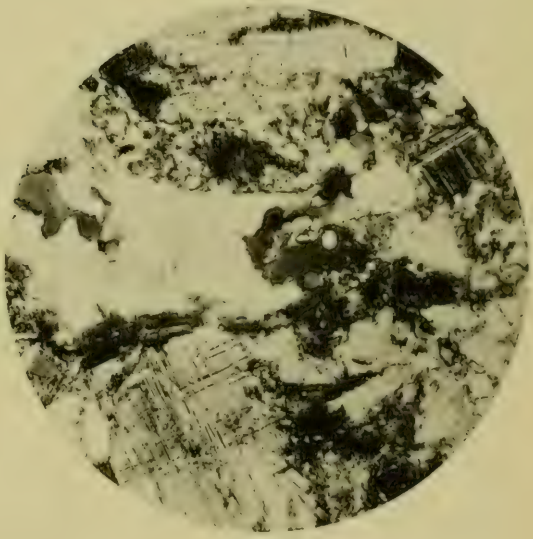
1



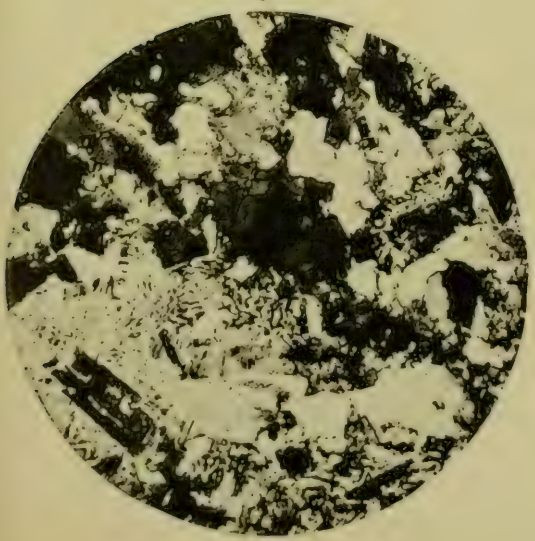
2



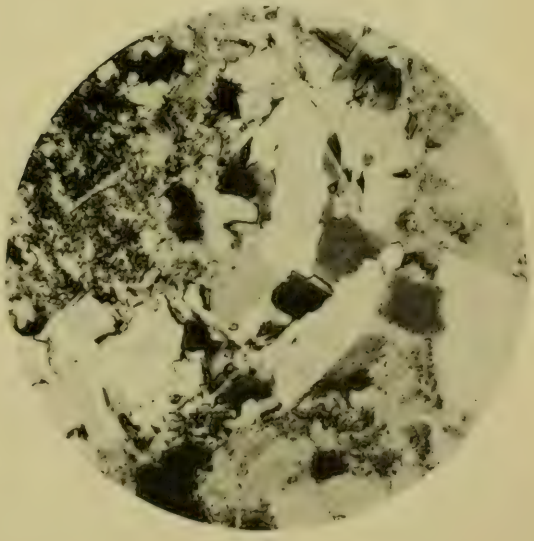
3



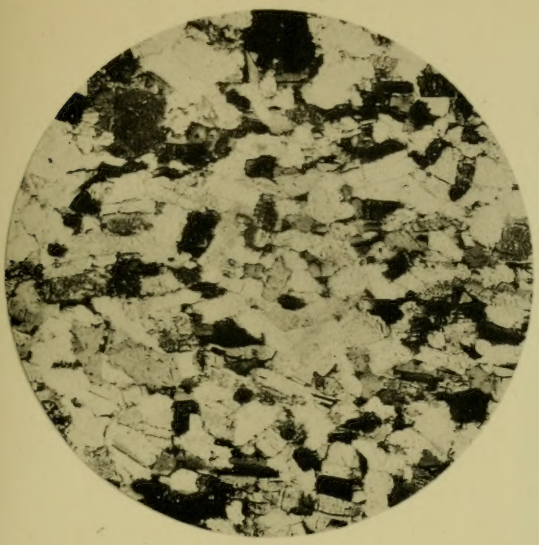
4



5

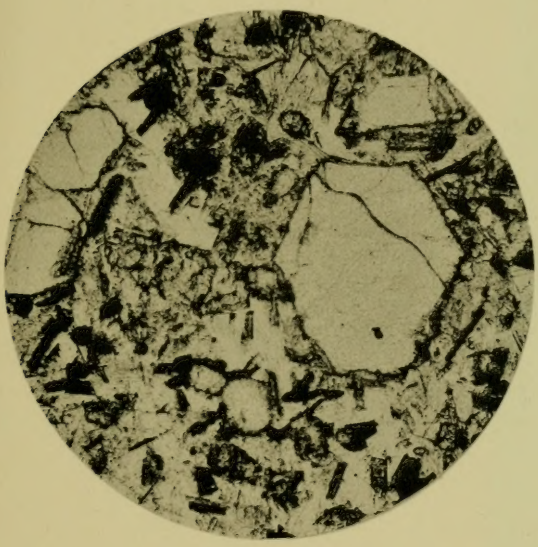


6

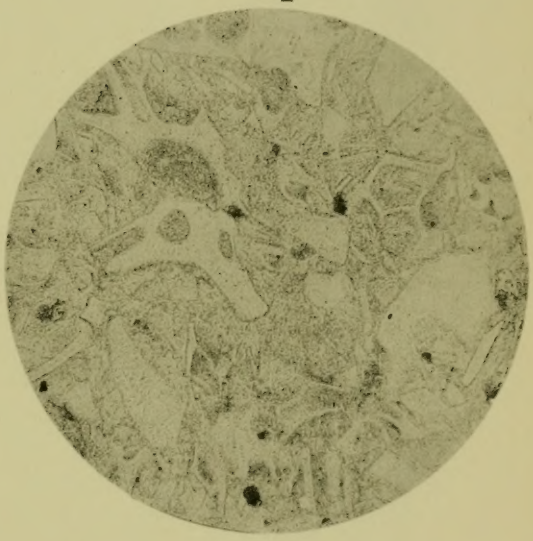


1

2

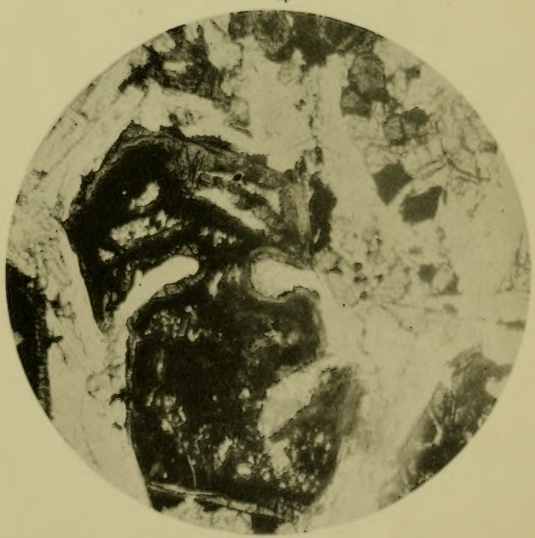


3



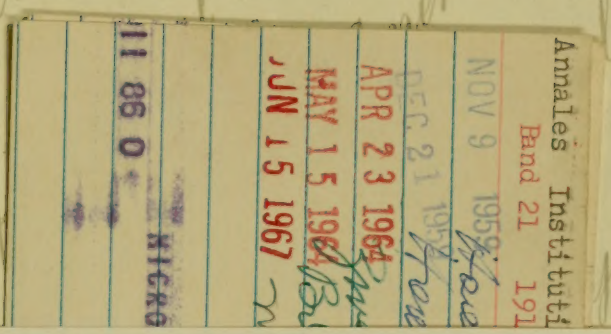
4

5



6

1953


Annales Instituti
Band 21 191
NOV 9 1959
APR 23 1964
MAY 15 1964
JUN 15 1967
II 86 0

Annales Instituti Geologici Publici Hungarici.

AMNH LIBRARY
100125199